

**VYSOKÁ ŠKOLA BÁŇSKÁ –
TECHNICKÁ UNIVERZITA OSTRAVA**

Hornicko – geologická fakulta

Institut geologického inženýrství

**GLOBÁLNÍ ZMĚNA KLIMATU
JAKO FENOMÉN STŘETU NÁZORŮ**

bakalářská práce

Autor:

Jana Ostraková

Vedoucí bakalářské práce:

RNDr. Jan Unucka Ph.D.

Ostrava 2010

Prohlášení

- Celou bakalářskou práci včetně příloh, jsem vypracovala samostatně a uvedla jsem všechny použité podklady a literaturu.
- Byla jsem se seznámila s tím, že na moji bakalářskou práci se plně vztahuje zákon č.121/2000 Sb. - autorský zákon, zejména § 35 – využití díla v rámci občanských a náboženských obřadů, v rámci školních představení a využití díla školního a § 60 – školní dílo.
- Beru na vědomí, že Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava (dále jen VŠB-TUO) má právo nevýdělečně, ke své vnitřní potřebě, bakalářskou práci užít (§ 35 odst. 3).
- Souhlasím s tím, že jeden výtisk bakalářské práce bude uložen v Ústřední knihovně VŠB-TUO k prezenčnímu nahlédnutí a jeden výtisk bude uložen u vedoucího bakalářské práce. Souhlasím s tím, že údaje o bakalářské práci, obsažené v Záznamu o závěrečné práci, umístěném v příloze mé bakalářské práce, budou zveřejněny v informačním systému VŠB-TUO.
- Bylo sjednáno, že s VŠB-TUO, v případě zájmu z její strany, uzavřu licenční smlouvu s oprávněním užít dílo v rozsahu § 12 odst. 4 autorského zákona.
- Bylo sjednáno, že užít své dílo – bakalářskou práci nebo poskytnout licenci k jejímu využití mohu jen se souhlasem VŠB-TUO, která je oprávněna v takovém případě ode mne požadovat přiměřený příspěvek na úhradu nákladů, které byly VŠB-TUO na vytvoření díla vynaloženy (až do jejich skutečné výše).

V Ostravě dne 30. 4. 2010

.....

Jana Ostraková

Summary

Global Climate Change as the Phenomenon of Conflict of Interests

Global climate change currently belongs to one of the most recent topics of interest and can be seen from the environmental, economic, social as well as political point of view. There are two antagonistic opinion platforms which either confirm or deny the existence of this phenomenon and often take extreme positions. This bachelor's degree thesis emphasizes the point of view of natural science in the given problem and consists of analysis and description of the most frequently used methods of investigation of development and climate change. The problem is studied from the perspective of geosciences, such as climatology, paleoclimatology, geology, astronomy, oceanography as well as other disciplines. In conclusion, the acquired knowledge is synthesized. However, due to the complexity of the issue, no single side is taken that would tilt in favor of a specific opinion platform. Rather, ideological paradigms are confronted with real measured data and derived findings based on the present and geological history of the Earth.

Keywords: global climate change, climatology, climate models

Anotace

Globální změna klimatu jako fenomén střetu názorů

Globální změna klimatu v současné době náleží k jednomu z nejaktuálnějších témat, které se v rovině environmentální, ekonomické, sociální i politické řeší po celém světě a rozděluje jej na dvě antagonistické názorové platformy, které existenci tohoto jevu popírají nebo hájí často až v extrémních postojích. V této bakalářské práci je kladen hlavní důraz na přírodovědnou stránku dané problematiky, tedy analýzy a popis nejčastěji používaných metod zkoumajících vývoj a změny klimatu. A to zejména z pohledu geověd jakými jsou klimatologie, paleoklimatologie, geologie, astronomie, oceánografie a další. V závěru jsou nabyté poznatky syntetizovány, vzhledem ke složitosti dané problematiky však není zaujato jednoznačné stanovisko, které by se přiklánělo k určité názorové platformě, ale spíše konfrontace jednotlivých názorových paradigmat s reálně naměřenými daty a z nich odvozenými poznatky v rámci současnosti i geologické historie Země.

Klíčová slova: globální změna klimatu, klimatologie, klimatické modely

Na tomto místě chci poděkovat všem, kteří mi pomohli s vypracováním bakalářské práce, zejména panu RNDr. Janu Unuckovi Ph.D., Ing. Pavlovi Rorečkovi a svým rodičům za stálou podporu během celého studia.

Obsah

1	ÚVOD	1
2	KLIMATICKÝ SYSTÉM A FAKTORY, KTERÉ HO OVLIVŇUJÍ.....	3
2.1	DEFINICE KLIMATU	3
2.2	ÚPLNÝ (SVĚTOVÝ) KLIMATICKÝ SYSTÉM.....	3
2.3	VLASTNOSTI ÚPLNÉHO KLIMATICKÉHO SYSTÉMU	5
2.4	VNITŘNÍ A VNĚJŠÍ KLIMATICKÝ SYSTÉM	6
2.5	KLIMATOTVORNÉ FAKTORY	7
2.5.1	<i>Solární faktor</i>	7
2.5.2	<i>Solární konstanta</i>	7
2.5.3	<i>Sluneční aktivita</i>	8
2.5.4	<i>Sluneční skvrny</i>	9
2.6	ASTRONOMICKÝ FAKTOR	10
2.6.1	<i>Pohyby Země</i>	10
2.6.2	<i>Dopady meteoritů a asteroidů</i>	10
2.6.3	<i>Perihelium a afelium</i>	11
2.7	GEOGRAFICKÝ FAKTOR	12
2.7.1	<i>Desková tektonika</i>	12
2.7.2	<i>Vulkanická činnost</i>	12
2.7.3	<i>Sedimenty</i>	13
2.7.4	<i>Uhlíkový cyklus</i>	13
2.8	CIRKULAČNÍ FAKTOR	14
2.8.1	<i>Zemská atmosféra</i>	14
2.8.2	<i>Všeobecná cirkulace atmosféry</i>	16
2.8.3	<i>Cirkulace oceánů</i>	17
2.8.4	<i>Termohalinní výměník</i>	18
2.8.5	<i>Golfský proud</i>	18
2.9	ANTROPOGENNÍ FAKTOR	20
3	KOLÍSÁNÍ KLIMATU V GEOLOGICKÉ MINULOSTI	21
3.1	REKONSTRUKCE KLIMATU V HISTORII ZEMĚ	21
3.2	KOLÍSÁNÍ KLIMATU V JEDNOTLIVÝCH GEOLOGICKÝCH OBDOBÍCH.....	22
3.2.1	<i>Proterozoikum (2,5 miliardy – 540 miliony let)</i>	22

3.2.2	<i>Paleozoikum (540 – 250 milionů let)</i>	23
3.2.3	<i>Mezozoikum (250 – 65 milionů let)</i>	23
3.2.4	<i>Kenozoikum (65 – 2,6 miliony let)</i>	23
3.2.5	<i>Kvartér (2,6 miliony let – současnost)</i>	24
3.2.6	<i>Holocén (10 tisíc let př. N. l. – současnost)</i>	25
3.2.7	<i>20. – 21. století</i>	27
4	PŘÍČINY GLOBÁLNÍCH ZMĚN KLIMATU	29
4.1	SKLENÍKOVÝ EFEKT ATMOSFÉRY (GREENHOUSE EFFECT)	29
4.1.1	<i>Princip fungování skleníku</i>	29
4.1.2	<i>Skleníkový efekt v atmosféře Země</i>	29
4.1.3	<i>Skleníkové plyny a aerosoly</i>	30
4.2	MILANKOVIČOVY CYKLY	34
4.3	EL-NIÑO (SOUTHERN OSCILLATION – ENSO)	35
4.4	OBLAČNOST JAKO KLIMATOTVORNÝ ČINITEL	37
4.4.1	<i>Vliv oblačnosti na sluneční záření</i>	37
4.4.2	<i>Rozdělení oblaků a jejich vliv na klima</i>	37
4.5	VLIV KORÁLOVÝCH ÚTESŮ A FYTOPLANKTONU NA KLIMA	38
4.5.1	<i>Koráli</i>	38
4.5.2	<i>Fytoplankton</i>	39
5	BUDOUCNOST KLIMATU	40
5.1	KLIMATICKÉ MODEL Y	40
5.2	SOCIO-POLITICKÉ HLEDISKO GLOBÁLNÍCH ZMĚN KLIMATU	41
5.2.1	<i>IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change)</i>	41
5.2.2	<i>Klimatické summity</i>	42
	<i>Summit v Rio de Janeiru (1992)</i>	42
5.2.3	<i>Extrémní názory na změny klimatu</i>	43
6	ZÁVĚR	44
7	SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY	46

1 Úvod

V Americe přišli na to, jak zamezit globálnímu oteplování - převodem teploty ve stupních Fahrenheit na stupně Celsia. Nebo - podle nové zprávy OSN má globální oteplování výhledově mnohem horší průběh, než se původně předpokládalo. To je dost špatné vzhledem k tomu, že původní předpověď hovořila o zničení planety!

Lidé mají zkrátka v povaze mnohé zásadní problémy, s kterými se v životě potýkají, zlehčovat. Týká se to zejména těch záležitostí, ze kterých má lidstvo přirozenou obavu a jsou nesnadno řešitelné, stejně jako se tomu děje v otázce globálních změn klimatu.

Olej do ohně této složité problematiky dále přilévají velkou měrou média, socio-politická scéna, ekologická hnutí, ropné společnosti a další subjekty, zejména z řad osob veřejně činných. Tito lidé bez přesných faktických údajů vytvářejí hypotézy, kterými se při své prezentaci snaží upoutat pozornost a s ní spojený zvýšený zájem potenciálních voličů.

Důvod, proč jsem si vybrala jako téma bakalářské práce globální změny klimatu, je celkem prostý – nelíbí se mi mediální smršť, kdy na veřejnost z jedné strany útočí zprávy o nevyhnutelnosti globální katastrofy a ze strany druhé uklidňující zprávy, ve kterých se říká, že buďto k žádným zásadním klimatickým změnám nedochází, nebo jsou natolik minimální, že jde vlastně pouze o banalitu. Čtenář je po přečtení těchto kolikrát protichůdných informací zmatený a neví, čemu může věřit. Proto mě zajímá pohled na tuto problematiku ze strany vědy, oproštěn o médii skrytě i veřejně prezentované socio-politické hledisko.

Ve své bakalářské práci chci analyzovat, popsat a vysvětlit, na jakém principu funguje atmosféra, jaký vliv na její fungování mají aktivní plyny, kterými jsou např. oxid uhličitý, ozon, metan, halogenové uhlovodíky a v neposlední řadě také aerosoly. Dále bych ráda přiblížila užití proxy dat využívaných v paleoklimatologii, ze kterých lze vyčíst důležité údaje týkající se vývoje klimatu v geologické minulosti Země, popsat její klimatický vývoj, přiblížit funkci atmosférické a oceánografické cirkulace, vysvětlit pojmy jakými jsou například

solární konstanta, Milankovičovy cykly nebo skleníkové plyny, zmínit se o funkci klimatických modelů a pouze velmi okrajově se také dotknout sociopolitického hlediska dané problematiky. Prostřednictvím dalších metod užitých v klimatologii, paleoklimatologii, astronomii, geografii nebo oceánografii bych ráda přiblížila tuto problematiku všem, komu toto ožehavé téma není lhostejné.

Není tedy mým úkolem přiklánět se k názorovým platformám, nebo vytvářet vlastní hypotézy, ale faktickými údaji monitorovat současný stav klimatického systému, porovnat ho s kolísáním v jeho geologické minulosti, objasnit, jaký vliv mají na klima astronomické, geografické, cirkulační a také neoddiskutovatelné antropogenní vlivy – tedy to, jak lidstvo zejména svou průmyslovou činností ovlivnilo klimatické podmínky na planetě Zemi.

V závěru bych ráda vyhodnotila současný stav a problematiku globální změny klimatu a nastínila střet názorů, které zůstávají i díky nevydařenému summitu v Kodani stále vysoce aktuálním tématem, jež nenechává nikoho chladným. Ani planetu Zemi.

2 Klimatický systém a faktory, které ho ovlivňují

V úvodní kapitole je definován a charakterizován klimatický systém.

2.1 Definice klimatu

Abychom pochopili klimatický systém, je zapotřebí nejprve zodpovědět otázku, co klima vlastně je a jaký je rozdíl mezi klimatem a počasím.

Počasí je definováno jako „okamžitý stav atmosféry nad daným místem a vývoj individuálních synoptických systémů ze dne na den. Vývoj těchto systémů je dán nelineární dynamikou, a není tedy předpověditelný v deterministickém slova smyslu na libovolně dlouhou dobu dopředu“ (Kalvová, Moldan, 1996). Znamená to tedy, že počasí nelze přesně dopředu předpovídat. „Teoretická“ hranice předpověditelnosti počasí se udává 3 - 4 týdny, zatímco reálná předpověď se v současné době uvádí na 7 - 8 dní dopředu (Kalvová, Moldan, 1996).

Oproti počasí existuje mnoho definic klimatu. Klima je obvykle definováno jako průměrné počasí. Další definice říká, že klima je průměrný stav atmosféry a obvyklý průběh počasí na daném místě (Köppen, 1931). Podle Alisova je klima definováno jako charakteristický dlouhodobý režim počasí, podmíněný energetickou bilancí, atmosférickou cirkulací, charakterem aktivního povrchu a lidskou činností (Alisov et al, 1952). A nakonec dle Meteorologického výkladového slovníku je klima definováno jako průměrný fyzikální stav atmosféry spolu s jeho proměnlivostí v prostoru i čase, která se pak projevuje průběhem počasí v období mnoha let (Parker, 1988). Je tedy patrné, že klima se oproti počasí liší ve své dlouhodobosti a je závislé na více faktorech.

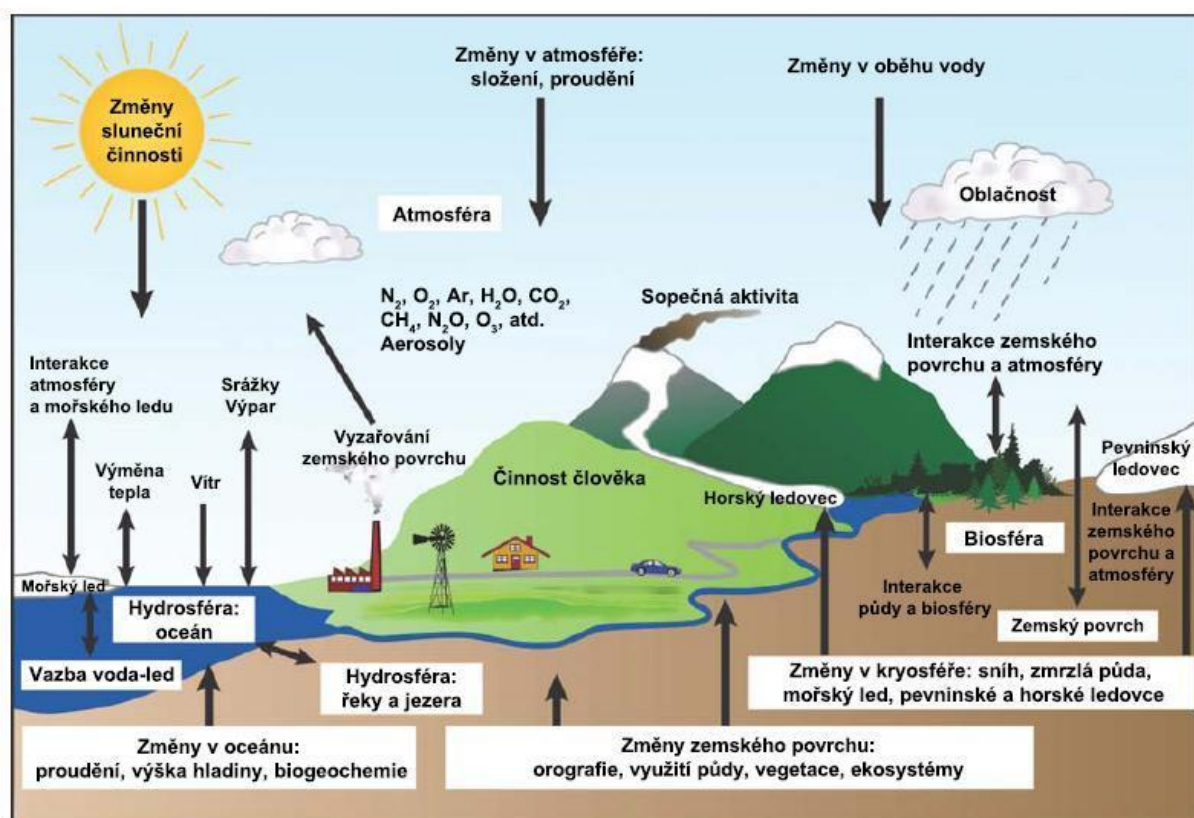
2.2 Úplný (světový) klimatický systém

Do definice klimatu ovšem nenáleží pouze atmosférické jevy, k pochopení klimatu je nutné zohlednit i složitý systém, který klima ovlivňuje. Musíme brát v potaz také vliv oceánu (proudění), pevniny a její charakteristiky, oceánského a pevninského ledu (ledovce), hydrologie (povrchová a podpovrchová voda) a sněhu (Kalvová, Moldan, 1996).

V současné době se proto užívá pojem tzv. „úplného klimatického systému“. Ten se skládá z pěti hlavních složek, tzv. systémů nižšího řádu – subsystémů. Jsou to:

- a) atmosféra,
- b) světový oceán,
- c) kryosféra,
- d) litosféra,
- e) biosféra.

Subsystémy 2. – 5. úrovně tvoří přechodnou plochu směrem k atmosféře a představují aktivní povrch. Je to „ta část krajinné sféry, na které dochází k odrazu záření a kde současně probíhá přeměna radiační energie krátkovlnného slunečního záření na energii tepelnou“ (Vysoudil, 2004). Jedná se tedy o zásadní faktor, který ovlivňuje naše klima.



Obr. 1 Základní složky klimatického systému, převzato z [internet 1]

2.3 Vlastnosti úplného klimatického systému

K pochopení úplného klimatického systému je třeba zdůraznit také prostorovou proměnlivost tohoto systému. Ta se dělí na:

- a) **topickou až chorickou,**
- b) **regionální,**
- c) **globální.**

Topická prostorová proměnlivost představuje v krajině nejmenší kvazi-homogenní strukturu, jedná se tedy o elementární geografickou jednotku v řádech m^2 , maximálně několika km^2 .

Chorická úroveň značí komplex topických jednotek, které představují střední měřítko, rozlohu mají od pár hektarů po několik 1000 km^2 .

Regionální úroveň se zaměřuje na vyšší jednotky, které mají heterogenní strukturu, jejich rozloha je od 10^4 km^2 po 10^5 km^2 .

Globální úroveň (také planetární) jsou oceány, kontinenty, subkontinenty a jejich části. Rozloha je přibližně 10^6 km^2 (Hradecký, Buzek, 2001).

Další vlastností úplného klimatického systému je její časová proměnlivost. Dělíme ji na:

- a) **sezónní,**
- b) **meziroční (interannuální),**
- c) **sekulární (změny a kolísání klimatu).**

Složky klimatického systému reagují na změny nestejně rychle. Atmosféra se vyznačuje rychlými změnami, při kterých se odehrávají přenosy energie a hmoty mezi subsystémy. Ty se dějí nestejně rychle. V mezní vrstvě se může jednat o minuty až hodiny, ve volné atmosféře o týdny až měsíce. Oceány mají větší setrvačnost, horní vrstvy v měřítku měsíců po roky, hlubiny desítky, stovky, až tisíce let. Změny na pevninských ledovcích se počítají na několik staletí, procesy u ledovcových štítů Arktidy a Grónska probíhají dokonce několik milionů let.

Díky tomuto srovnání můžeme konstatovat, že změny v rozložení pevnin a oceánů probíhají prakticky konstantně (Kalvová, Moldan, 1996).

2.4 Vnitřní a vnější klimatický systém

Celý klimatický systém dále můžeme rozdělit na proměnlivou vnitřní část, tzv. vnitřní systém a pomaleji se měnící vnější část, tzv. vnější systém. Hranice mezi jednotlivými systémy je závislá na časovém horizontu zkoumaných změn. Do vnitřního systému tedy budou náležet ty subsystémy, které mají charakter rychlejších změn vůči ostatním subsystémům.

Vezmeme-li v úvahu např. výkyvy klimatu v horizontu několika měsíců, pak se bude vnitřní systém skládat z atmosféry a vnější budou tvořit oceány, ledovce, zemský povrch a biosféra, v případě časového horizontu několika desítek let musíme již do vnitřního systému započítat oceány, mořský led a biosféru. Díky tomuto rozdělení potom můžeme klima definovat jako průměrný stav vnitřního klimatického systému, tedy jeho průměrnými hodnotami jednotlivých klimatických prvků a charakteristik jako je trvání slunečního svitu, teplota vzduchu, atmosférické srážky, sněhová pokrývka a další. Je také nutné vzít v úvahu různou míru variability, což znamená rozptyl hodnot kolem průměrné hodnoty nebo kolísání hodnot od jednoho časového okamžiku k dalšímu.

Vnější systém ovlivňuje chování vnitřního klimatického systému, mluví se zde o vynuceném chování vnitřního systému a o externím, vnějším působení na vnitřní systém, tzv. „*external forcing*“. K tomuto faktoru náleží zejm. sluneční záření, které dopadá na horní hranici atmosféry a způsobuje oscilace vnitřního systému, které vedou např. ke změnám denních a nočních teplot. I přesto, že se vnější systém prakticky nemění, prochází vnitřní klimatický systém mnohými složitými změnami, které se dějí uvnitř tohoto systému, a vedou např. k jevu zvanému El Niño (El Niño Southern Oscillation – ENSO). El Niño je součástí klimatu a projevuje se v jižním Pacifiku anomáliemi v časových řadách teplot povrchu oceánu a způsobuje tím povodně nebo naopak sucha v některých oblastech světa. El Niño řadíme k přirozené variabilitě systému, stejně tak např. výbuchy sopek, ale také zde řadíme činnost člověka (Kalvová, Moldan, 1996).

Úplný klimatický systém je tedy značně složitý nelineární systém, jehož procesy jsou propojeny složitými vazbami. Stačí tedy malý počáteční zásah, který bude mít ve svém důsledku efekt domina a který zapříčiní dalekosáhlé následky, které budou mít dopad na klimatické změny odehrávající se po celém světě.

2.5 Klimatotvorné faktory

Mezi klimatotvorné faktory jsou řazeni solární, astronomičtí, geografictí, cirkulační a antropogenní činitelé, kteří budou níže podrobněji rozebráni.

2.5.1 Solární faktor

Sluneční energie představuje hlavní zdroj energie pro celý klimatický systém. Vzniká jadernými přeměnami v nitru Slunce, které k tomuto procesu využívá svých zásob vodíku. Při dopadu na Zemi se tato energie beze zbytku přeměňuje v jiné formy. Jedná se vlastně o energii elektromagnetického záření, které jde rozdělit do tří základních skupin:

- a) záření ultrafialové (UV)** – vlnová délka pod 400 nm,
- b) záření viditelné (VIS)** – vlnová délka 400 – 750 nm,
- c) záření infračervené (IR)** – vlnová délka nad 750 nm.

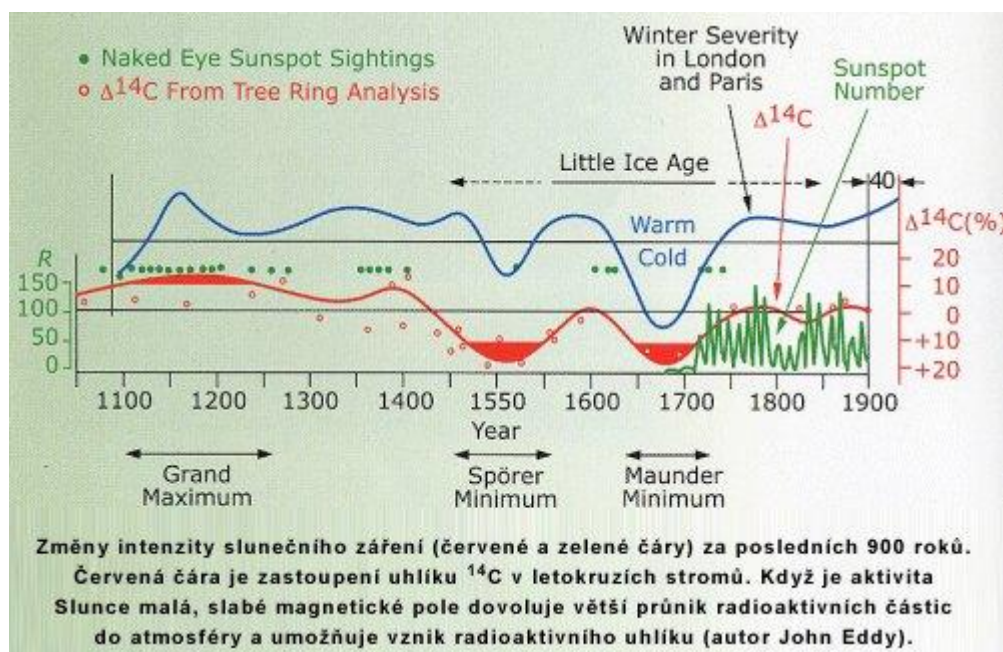
Viditelné záření tvoří cca 45 % celkového záření, přičemž jeho podíl může dosáhnout až 60 % při zatažené obloze (internet 1).

2.5.2 Solární konstanta

Solární konstantou rozumíme příkon dopadající horní hranici zemské atmosféry, který činí přibližně 1367 W/m^2 . Tato konstanta se ovšem jak v řádech roku, tak i let, mění (rozdíly v desetínách stupně), jelikož oběžná dráha Země kolem slunce není eliptická a také samotné Slunce obíhá kolem těžiště sluneční soustavy, která většinou leží mimo Slunce. Dalším důvodem je vznik slunečních skvrn, kdy dojde ke krátkodobému snížení toku energie. Díky tomu se střídá fáze, kdy je trajektorie Slunce pravidelná, s obdobím, kdy je chaotická, díky čemuž se také mění jeho aktivita (internet 1), (internet 2).

2.5.3 Sluneční aktivita

Jaký má tedy vliv sluneční aktivita na klimatický systém? Podle pracovníka Hydrometeorologického ústavu v Hradci Králové Ladislava Metelky klimatologie nezpochybňuje tento vliv, ale zároveň poukazuje na to, že atmosféra reaguje na změny v toku solární energie se zpožděním. Ani při nejvýraznějším tzv. 11letém slunečním cyklu datovaném na polovinu 80. let, při kterém bylo Slunce méně aktivní a teoreticky by se díky tomuto vlivu mělo zastavit globální oteplování, vědci žádné výraznější změny, které by tomu nasvědčovaly, neměřili. Navíc je třeba vzít v úvahu to, že sluneční energie se plně nepřeměňuje pouze na energii tepelnou, ale má svůj obsah i v energii potenciální a kinetické. Navíc se tyto energie mezi sebou transformují. Nezanedbatelný vliv má i oceán.



Obr. 2 Změny intenzity slunečního záření za posledních 900 let, převzato z [internet 2]

A nakonec - při měřeních toku sluneční energie na horních vrstvách atmosféry byly za posledních několik desetiletí napočítány změny v jednotkách několika W/m^2 , zatímco koncentrace skleníkových plynů (zejm. CO_2) se zvyšují v řádech jednotek W/m^2 , tudíž tyto koncentrace výrazně energeticky převyšují působení solární konstanty a nemůže mít tedy na klimatický systém až tak výrazný vliv (internet 3).

2.5.4 Sluneční skvrny

Z dlouhodobého hlediska naší Zemi ovšem sluneční aktivita intenzivně ovlivňuje. Zatímco solární konstanta je téměř neměnná, avšak na Zemi dopadá slunečního záření tím méně, čím větší je magnetická aktivita Slunce a naopak – čím vyšší je výkon Slunce, tím méně kosmického záření dopadá na povrch atmosféry, jelikož kosmické záření prochází sluneční magnetosférou, která záření částečně odstiňuje (Braniš, Hůnová, 2009).

Sluneční aktivita se projevuje právě množstvím slunečních skvrn, což jsou tmavá místa na Slunci, kde brání proudění plazmatu magnetická pole, a která díky tomu mají nižší teplotu než jeho okolí (internet 4).

Finský tým astronoma Ilji Usoskina odhadl v roce 2003 počet slunečních skvrn za posledních 1150 let. Tato měření vycházela z obsahu kosmogenních izotopů jako je beryllium 10, které se nalézá v různých vrstvách grónského ledu a je tedy indikátorem množství slunečních skvrn, jejichž reálné počty se zaznamenávají již 400 let. Tým došel k závěru, že zhruba od roku 1940 zde panuje největší sluneční aktivita od 9. století (Cílek, 2006). Těchto skvrn bývá průměrně kolem 30 za rok, ale v období teplého středověkého období jich bylo kolem 44 a po roce 1944 dokonce 76 za rok (Braniš, Hůnová, 2009).

Další studie uveřejněná v časopise Nature v roce 2004 analyzuje množství slunečních skvrn 11 tisíc let do minulosti. Využívá k tomu kosmogenní izotop ^{14}C neboli radiokarbon, který vzniká působením kosmického záření na dusík v atmosféře. Oxid uhličitý je v průběhu fotosyntézy přijímán rostlinami, tudíž stačí pouze odpočítat letokruhy a potřebnou přírůstkovou linii analyzovat na obsah radiokarbonu. Tato měření jsou snadná a přesná a autoři této studie díky ní zjistili, že úroveň magnetické sluneční aktivity je nevyšší za posledních 8,2 tisíce let. Dále zde nacházíme 31 období, kdy desetiletý průměr počtu skvrn přesáhl 50. Nyní je jich 70. Tyto epizody trvají průměrně 30 let, nejdelší epizoda trvala 90 let. Vyplývá z toho, že současný zvýšený výskyt sluneční aktivity je velice intenzivní a dlouhý a měl by ustát nejpozději v řádech maximálně několika desetiletí. Dle Cílka může být solární příspěvek k současnému oteplování zhruba 30 % (Cílek, 2006).

2.6 Astronomický faktor

Zde patří například tvar Země, sklon zemské osy k ekliptice, vzdálenost Země od Slunce, ale také dopady vesmírných těles na zemský povrch.

2.6.1 Pohyby Země

Tvarem Země připomíná geoid, to znamená, že je plocha v každém bodě kolmá na směr tíže a povrch tohoto tělesa odpovídá klidné střední hladině oceánů. Na jeho zakřivení mají přitom největší vliv litosférické desky a jejich umístění. Země tedy není dokonale kulatá, na jeho okamžitý tvar působí otáčení kolem své osy a v menší míře také gravitace Slunce a Měsíce. Tato zemská osa má stálý sklon k rovině ekliptiky a ten se rovná $66^{\circ} 33'$, díky čemuž se na planetě střídají roční období, mění se délka dnů a nocí a existují zde klimatické podnební pásy. Rotace Země zase způsobuje střídání dne a noci a pohyb vzduchu a vodních částic (Gornitz, 2009), (internet 5).

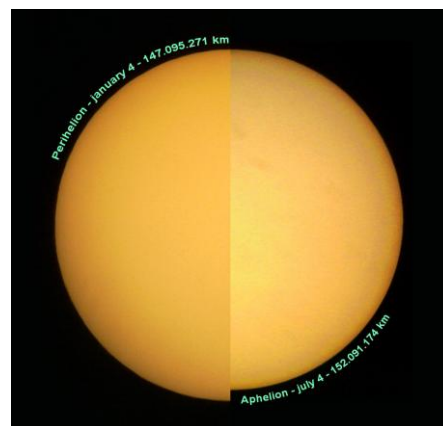
2.6.2 Dopady meteoritů a asteroidů

Na Zemi je známo přibližně 400 meteoritických kráterů, přičemž jen několik z nich má průměr větší než 50 km. Meteority se při dopadu na Zemi chovají podobně jako sopky – uvolní se z nich prach, který zastíní sluneční záření, a ochlazuje se tak povrch Země. Naproti tomu velké asteroidy vyvolávají na Zemi kaskádový efekt – při kontaktu se zemí se do okolí vymrští velké množství taveniny pocházející z horninového podloží a ta zapálí lesy, díky čemuž se do ovzduší uvolní oxid uhličitý a pyroxiny, jež jsou velkým nebezpečím pro okolní faunu a flóru. Dále může dojít k oxidaci vzdušného kyslíku, díky čemuž vzniká oxid dusíku a kyselina dusičná. Průměrná teplota v prvních měsících díky zastínění Slunce aerosoly klesá, ale poté může vzrůst až o 10 a více stupňů Celsia vlivem uvolnění skleníkových plynů do atmosféry (Braniš, Hůnová, 2009).

2.6.3 Perihelium a afelium

Perihélium znamená bod na eliptické pozemské ose, kdy je vzdálenost mezi Sluncem a Zemí nejkratší, zatímco u afélie nejdelší. V roce 2009 připadlo perihélium na 4. leden, kdy byla vzdálenost mezi Sluncem a Zemí 147 095 271 km, a afélium na 4. červen, kdy byla tato vzdálenost 152 091 174 km. Tento rozdíl činí přibližně 3 %.

Na obrázku č. 3 je patrný rozdíl mezi perihéliem v lednu a aféliem v červnu, který ovšem není lidskému oku příliš patrný (internet 6).



Obr. 3 Perihélium (vlevo) a afélium v r. 2009, převzato z [internet 3]

Co znamená tento jev pro zemské klima? V případě, že perihélium připadá na březen, je přesun zářivé sluneční energie největší, když je moře nejvíc chladné, mraky řídké a moře se tudíž nejvíc ohřívá.

V tomto období se vyskytuje v severních šířkách hodně sněhu, což způsobuje velký odraz slunečních paprsků, navíc je Slunce nízko nad obzorem, což tomuto jevu ještě přispívá. Získá-li Země nejvíc tepla v jarním období, kdy je Slunci nejbližší, získá ho pak nejméně na podzim a tím pádem přichází zima dříve. V případě, že perihélium připadá na měsíc září, jsou moře teplá, mraky časté a sníh přichází později. Sever méně zamrzá, díky čemuž jsou zimy mírnější. Podle ledových vrtů na základně Vostok v Antarktidě nastalo 8 posledních ledových dob za nízkého náklonu osy a perihélia kolem zimního slunovratu, díky čemuž má perihélium podobný vliv jako náklon – ochlazuje sever a otepluje tropy (Braniš, Hůnová, 2009).

2.7 Geografický faktor

Jedná se o faktor, který úzce souvisí s fyzicko-geografickou sférou Země, do které náleží např. pohyby kontinentů a jejich rozložení, sopečná činnost, nebo ukládání sedimentárních vrstev, které budou v podkapitolách dále rozebrány.

2.7.1 Desková tektonika

Desková tektonika již v dávné minulosti ovlivňovala klima na Zemi. Tektonické jevy se odehrávají na okrajích litosférických desek, které do sebe buď narážejí, podsouvají se, nebo se vzdalují. V případě, že s sebou klesající litosférické desky odnášejí prvky sedimentů, jako jsou uhlík a síra, které jsou přirozeně obsažené v atmosféře, bude klimatický dopad výrazný. Jelikož je pohyb litosférických desek nerovnoměrný, mohou se tyto prvky náhle a ve velkém množství objevit na zemském povrchu v oblasti střetu litosférických desek a zásadně ovlivnit složení atmosféry (Braniš, Hůnová, 2009).

2.7.2 Vulkanická činnost

Sopečné výbuchy uvolňují kromě popela také obrovská množství sopečných plynů, které i v řádech několika let ovlivní klima na Zemi. Příkladem může být sopka Tambora, která uvolnila v roce 1815 do ovzduší asi 100 megatun aerosolů s vysokým obsahem kyseliny sírové. Kombinace oxidu síry a popela způsobují obvykle po dobu 2 – 5 let snížení globálních teplot až o 1 °C a silné lijáky, které způsobily neúrodu a hladomor. V Severní Americe se následujícím roku po výbuchu začalo přezdívat „rokem bez léta“. Fascinující západy Slunce, které se po celé zeměkouli objevily po výbuchu sopky Krakatau v roce 1883, vyvolaly zvýšený zájem o sopečné výbuchy jako možnou příčinu globálních změn klimatu. Prostřednictvím ledovcových vrtů bylo možné zjistit, kdy v minulosti došlo k sopečným výbuchům a také analyzovat sopečný popel, který byl poté přiřazen k určité sopce. Každá sopečná erupce má jiné mineralogické složení popela a sopečných exhalací a tím i jiné dopady na atmosféru. Nejzávažnější jsou náhlé silné výbuchy sopek, které uvolňují velmi jemný popel, který pronikne do atmosféry a poté velmi pomalu sedimentuje. I v budoucnu je nutné počítat s velkými „super-erupcemi“ jako byla například ta,

která se udála před 72 tisíci lety při výbuchu sopky Toba na Sumatře. Při tomto výbuchu se uvolnilo asi 1000 – 5000 megatun sirnatých aerosolů, které ochladily atmosféru na několik desetiletí a vedly k zničení části lesních porostů. Klimatické změny vyvolané zvýšenou sopečnou aktivitou mohly být i jedním z důvodů pro globální vymření dinosaurů před 65 miliony let (Braniš, Hůnová, 2009).

2.7.3 Sedimenty

Složení sedimentů hraje důležitou roli pro složení atmosféry, které je ovlivněn procesem nazývaným karbonizace. Horninotvorné minerály při tomto procesu uvolňují alkálie, jako jsou draslík (K), sodík (Na) a vápník (Ca). Tyto alkálie jsou vázány zejm. do uhličitánů, které ke svému vzniku potřebují vzdušný oxid uhličitý. Ten vzniká prostřednictvím dýchání organismů v půdě, vodách a sedimentech. Půdní vzduch obsahuje 40 – 100 x více oxidu uhličitého než vzduch (Braniš, Hůnová, 2009).

2.7.4 Uhlíkový cyklus

Skládá se z několika dílčích cyklů. Uhlík ve sloučenině CO_2 je produkován:

- a) dýcháním rostlin a živočichů na pevninách,**
- b) respirací mořského fytoplanktonu a mořských živočichů,**
- c) rozkladem rostlin a živočichů,**
- d) hořením.**

Naopak je oxid uhličitý spotřebován při fotosyntéze a při tvorbě uhličitánů.

Velké množství organického uhlíku je vázáno v sedimentech a jen malou část můžeme nalézt v uhlí a fosilních palivech. Původně byl uhlík vázán v atmosféře na oxid uhličitý a z anorganické formy se přesouval na Zem a přispíval k fotosyntéze rostlin. Po úhynu rostlin a živočichů, tedy organické hmoty, přecházel uhlík opět do anorganické formy vytvářením anorganických sloučenin a minerálů, například vápenců. Tento uhlík se z podzemí a mořského dna může dostat zpět do atmosféry při zemětřesení nebo vulkanické činnosti.

V současné době dochází k intenzivnímu transportu uhlíku do ovzduší z dlouhodobých zásob díky těžbě a spalování fosilních paliv. V současné době se odhaduje množství uhlíku v ovzduší na 800 miliard tun, v půdě je ho asi 2x tolik a v oceánech 50x tolik. Přesuny těchto zásob mohou výrazně ovlivnit energetickou bilanci Země a tím zásadně ovlivnit i klima (Kadrnožka, 2008).

2.8 Cirkulační faktor

V této kapitole bude popsána zemská a oceánská cirkulace a její vliv na globální klima planety.

2.8.1 Zemská atmosféra

Vývoj

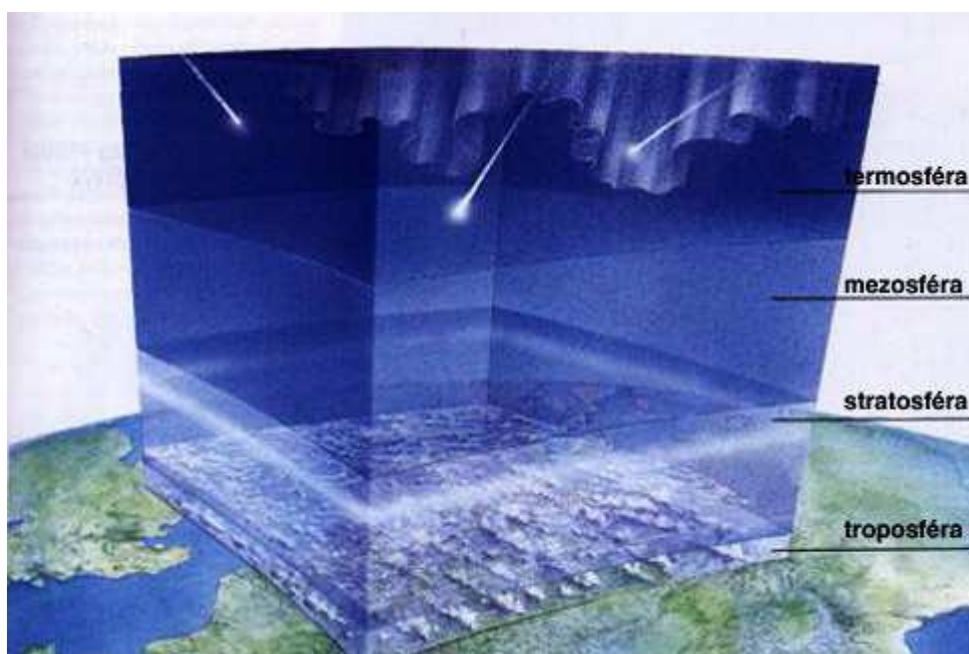
Atmosféra Země označuje plynný obal, který obklopuje naši planetu do výšky několika tisíc kilometrů. Vzduch, který tvoří atmosféru, je směs plynů, které na sebe navzájem chemicky nereagují. Atmosféra se účastní rotace Země a udržuje se díky gravitační síle. Současná atmosféra je výsledkem evoluce, která trvala 3 – 4 miliardy let. Vznikla důsledkem odplyňování lávy, která vytvořila zemskou kůru, přičemž láva obsahuje 7 – 8 % vodních par. Mezi další produkty vulkanismu patří oxid uhličitý (CO_2), oxid siřičitý (SO_2), chlór (Cl), metan (CH_4), čpavek (NH_3), sirovodík (H_2S), vodík (H) a další. Dá se tedy předpokládat, že tyto vulkanické plyny tvořily krom vodní páry základ tehdejší atmosféry. Ta byla tenká. Kyselé páry v kombinaci s vodní párou a oxidem uhličitým se rozpouštěly ve vodních kapkách a způsobily kyselé deště, které dopadaly na zemský povrch. Postupně docházelo ke změnám jejího chemického složení. Původně prakticky neobsahovala volný kyslík, což vedlo ke vzniku organických sloučenin z neorganických molekul. Tyto organické molekuly daly vzniknout prvním organismům – jednobuněčným řasám. Ty uskutečňovaly fotosyntézu, při níž se uvolňoval atmosférický kyslík, který tímto procesem vzniká i dnes (Vysoudil, 2004).

Složení

Atmosféra se skládá se z dusíku N (78,09 %), kyslíku O₂ (20,95 %), argonu Ar (0,93 %), oxidu uhličitého CO₂ (0,03 %), vodních par a dalších plynů, které jsou v atmosféře obsaženy v malých koncentracích (Vysoudil, 2004).

Vertikální vrstvení atmosféry

Atmosféra se skládá z několika vertikálních vrstev:



Obr. 4 Vertikální vrstvy atmosféry, převzato z [internet 4]

Troposféra – je to nejspodnější vrstva, charakteristické je ubývání teploty s výškou průměrně o 0,65 °C na každých 100 metrů (tzv. vlhko-adiabatický gradient). Je v ní soustředěno zhruba 75 % hmotnosti celé atmosféry, téměř veškerá voda – proto v ní vzniká mlha, mraky a srážky. Je to oblast neustálého proudění vzduchu (horizontálního i vertikálního). Její výška je největší nad rovníkem (16-18 km) a nejnižší nad póly (7-9 km) díky ohřevu rovníkových oblastí a intenzivnější konvekci a odstředivé síle zemské rotace, průměrná výška je 11 km a je závislá na ročním období (v zimě je nižší) a povětrnostní situaci.

Tropopauza – přechodná vrstva o mocnosti stovek metrů až 3 km nalézající se ve výšce 11 – 17 km, ve které se vyrovnávají vlastnosti troposféry a stratosféry.

Stratosféra – výška od 10 do 50 km. Ve spodní části do 25 km je stálá teplota mezi -45 až -75 °C, která závisí na zemské šířce a ročním období. V horní části od 25 do 50 km teplota stoupá až k 0 °C a to díky obsahu stratosférického ozónu (O₃), který pohlcuje UV záření, čímž se zahřívá. Proudění je nejmenší ve výšce 22-25 km (velopauza), potom roste. Atmosférická vlhkost soustředěna především v troposféře do ní zasahuje jen marginálně v rámci intenzivního konvektivního proudění a tvorbě oblaků typu Cumulonimbus.

Mezosféra – sahá do výšky 80 km, teplota zde klesá z 0 °C až na -90 °C v létě, v zimě až na -50 °C. Proudění vzduchu je velmi proměnlivé. Pozorujeme zde tzv. noční svítící oblaka, jejichž složení není přesně známo. Tuto oblačnost je možno vidět mezi 50 – 75° severní šířky v době, kdy je Slunce 5 – 13° pod obzorem. Zpravidla se pohybují od východu na západ rychlostí 50 – 250 m za sekundu.

Termosféra – sahá až do výšky 1000 km. Je pro ni typický růst teploty, např. ve výšce 150 km je teplota vzduchu 600 °C. Vzduch je velmi řídký, a proto jeho teplotu nelze měřit přímo teploměry, z tohoto důvodu se teplota určuje z kinetické rychlosti molekul.

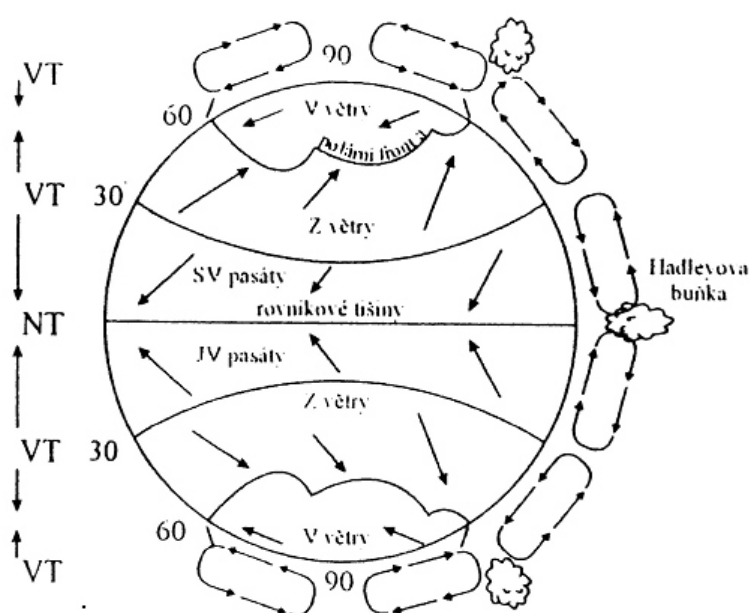
Exosféra – poslední vrstva zemské atmosféry nacházející se 20 – 30 tisíc kilometrů nad Zemí. Z exosféry unikají volné částice do meziplanetárního prostoru. Mění se i chemické složení – převládá helium He a vodík H, ve výšce 2500 km je vodík s příměsí protonů a elektronů. Průměrná teplota je zde 1350 °C (internet 7).

2.8.2 Všeobecná cirkulace atmosféry

Atmosféra je prakticky neustále v pohybu. Tyto pohyby probíhají v globálním měřítku (nad kontinenty a oceány) a označují se jako „všeobecná cirkulace atmosféry“. Je způsobena zejména nerovnoměrným radiačním ohřevem rovníkových a polárních oblastí a rotací Země a její uchylující síle (tzv. Coriolisova síla). Proudění mezi různými zeměpisnými šířkami se odehrává v rámci cirkulačních buněk – Ferrelova, Halleyova a polární buňka. To se mimo jiné

projevuje i převládajícími směry větrů v různých zeměpisných šířkách – pasáty a západními větry.

Tato cirkulace se projevuje podél poledníků, podél rovnoběžek a vertikální výměnou vzduchu. Vždy je doprovázena přenosem energie, hybnosti a vody a je tedy spjata s velkoprostorovou cirkulací vody v oceánech. Mezi její projevy patří tryskové proudění, cirkulace vzduchu v cyklónách a anticyklónách, pasáty a monzuny. Tyto proudění mají zásadní význam při tvorbě počasí a klimatu na Zemi (Vysoudil, 2004).



Obr. 5 Schéma všeobecné cirkulace atmosféry, převzato z [internet 5]

2.8.3 Cirkulace oceánů

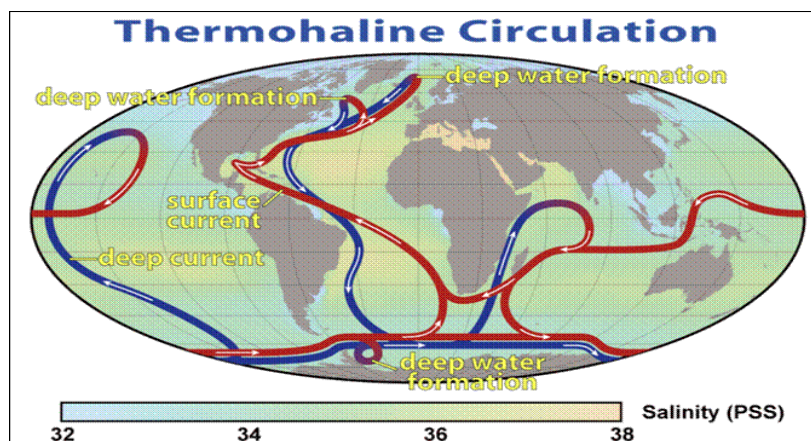
Oceány mají zásadní vliv na klima z několika důvodů. Mají především ohromnou tepelnou kapacitu, čímž ovlivňují ohřívání i ochlazování povrchu planety, a dále absorbují značné množství skleníkových plynů a tím zmírňují jejich kolísání a koncentrace v atmosféře.

Cirkulující oceánskou vodou dochází k transportu velkého množství teplé vody do chladnějších oblastí a naopak, čímž dochází k vyrovnávání teplotních rozdílů na Zemi. To má nemalý podíl na tom, že je planeta obyvatelná. Oceánská

cirkulace také ovlivňuje ledové pokrytí oceánů a vzdušné proudění, které má velký vliv na klima (Kadrnožka, 2008).

2.8.4 Termohalinní výměník

Oceány jsou propojeny systémem teplých a studených proudů. Důvodem, proč voda proudí, je její odpar a hustota, která se řídí salinitou a teplotou. Těmto proudům se odborně říká termohalinní výměník. Zatímco povrchová cirkulace oceánů je vyvolána především větry, hlubokomořské proudy vytvářejí složitá proudová pole s velkým průtokem a velkým dosahem. Tyto proudy mají podstatný vliv na klima celé planety a naopak – v případě zvýšení teploty na Zemi se s velkou pravděpodobností vyvolají značné změny i ve směru a intenzitě hlubokomořského proudění (Kadrnožka, 2008).



Obr. 6 Termohalinní cirkulace. Povrchové proudy značeny červeně, podpovrchové modře, převzato z [internet 6]

2.8.5 Golfský proud

Golfský proud ve své dnešní podobě vznikl díky výzdvihu Panamské šíje (výzdvih proběhl během miocénu a pliocénu v rámci pozdějších fází alpínského vrásnění v oblasti Kordiller a And), která uzavřela komunikaci mezi Tichým a Atlantským oceánem. Tento proud dopravuje ohromné množství tepla z tropických oblastí do vyšších zeměpisných šířek a je znám jako povrchová větev cirkulačního okruhu v Atlantickém oceánu. Začátek má v oblasti Karibských

ostrovů, kde se ohřívá, severovýchodně od Karibských ostrovů se Golfský proud stáčí a postupuje tímto směrem na 40° severní zeměpisné šířky, kde se tvoří první odbočka směřující napřed na jih a poté na západ. O něco výše se odděluje druhá, východní větev, která omývá břehy Britských ostrovů a pokračuje k západnímu pobřeží Evropy, kolem Pyrenejského poloostrova zasahuje k Gibraltarskému průlivu a částečně proniká do západní části Středozemního moře. Střední proud proniká až daleko na severovýchod do oblasti Barentsova moře, obepíná ostrov Nová země a částečně ohřívá souostroví Špicberky a Země Františka Josefa. Tyto „odbočky“ tvoří tzv. subtropickou cirkulaci, která má za následek vyšší teploty na pevnině v zimním období v dané zeměpisné šířce oproti teplotám, které panují ve stejné zeměpisné šířce a nejsou ovlivňovány Golfským proudem. Pro představu – u západního pobřeží Špicberk, který je omýván Golfským proudem, dosahuje teplota na povrchu 6° C, zatímco mimo proud má okolní voda průměrně 0° C. Na konci své povrchové dráhy se teplá voda ochladí a klesá do větší hloubky, odkud je unášena do míst, které byly ohřáté a cirkulační okruh se jejím výstupem do povrchových vod uzavírá (Kadrnožka, 2008).

V posledních letech Golfský proud slábne, uvádí se, že průtok vody je o 30 % slabší, čímž slábne i jeho dosah. Vysvětlením je tání ledů v Arktidě, což má za následek snížení salinity vody, čímž se zeslabuje síla zajišťující sestup vody do větších hloubek. Nemění se ovšem pouze salinita v oblasti Golfského proudu. Tento efekt je globální a i malé změny salinity mohou vést k dalekosáhlým následkům. Další příčinou změn v rozložení teplot povrchové vody je nerovnoměrné globální oteplování. Nejméně se projevuje v tropických oblastech a největší dopad má ve velkých zeměpisných šířkách, proto se snižuje ohřívání Golfského proudu v Karibské oblasti a snižuje se jeho ochlazování ve větších zeměpisných šířkách (Kadrnožka, 2008).

Změny v průtoku Golfského proudu probíhaly i v minulosti ve zhruba sedmdesátiletých cyklech. Podle těchto měření by měla intenzita průtoku od 70. let vzrůstat, ona ovšem klesá. Jaký to bude mít dopad na evropské klima? Podle dosud zpracovaných a publikovaných klimatologických prognóz se v důsledku kolapsu hlavní větve Golfského proudu severozápadní Evropa ochladí až o 5° C, zimy budou dlouhé a tuhé se zvýšenými srážkami a léta naopak

horká, ale krátká. Kdy k tomuto kolapsu dojde a v jakém bude měřítku, ovšem není jasné. Dostatek důkazů ovšem nasvědčuje tomu, že v minulosti Golský proud přestal několikrát téct úplně. Jelikož oceánské proudění významně ovlivňuje klima na Zemi a naopak klima na Zemi zásadně ovlivňuje oceánské proudy, je nasnadě tyto klimatické změny očekávat (Kadrnožka, 2008).

2.9 Antropogenní faktor

Člověk ovlivňoval své okolí od počátku existence, avšak jeho zásahy do klimatického systému v posledních desetiletích přerostly z lokálního do celosvětového měřítku. Toto působení můžeme rozdělit do dvou skupin – změny v charakteru zemského povrchu a změny ve složení atmosféry. Zemský povrch člověk mění v důsledku kácení lesů, intenzivní zemědělské činnosti, budováním komunikací a měst apod. Tím dochází ke změnám radiační, tepelné a vodní bilance zemského povrchu. Lidská činnost má i nepopiratelný vliv na atmosféru – je uvolňováno značné množství tepla, roste koncentrace oxidu uhličitého (CO_2), metanu (CH_4), oxidů dusíku a síry a objevují se zde látky, které původně atmosféra vůbec neobsahovala (halogenové uhlovodíky jako je např. freon). Díky člověku se dále mění obsah a složení atmosférického aerosolu, což ovlivňuje schopnost atmosféry pohlcovat, rozptylovat a odrážet sluneční radiaci, což má za důsledek narušení ozonoféry Země. V tomto případě hovoříme o tzv. radiačním působení na klimatický systém. Jedním z nejzávažnějších působení člověka na tento systém je v současné době růst koncentrací tzv. radiačně aktivních plynů v atmosféře. Mezi ně patří zejm. oxid uhličitý, metan, oxidy dusíku a halogenové uhlovodíky. Tyto plyny se označují jako skleníkové a mají za následek výrazný růst teplot zemského povrchu a troposféry, což vede k tzv. globálnímu oteplování. Kromě růstu skleníkových plynů se na narušení radiační rovnováhy Země podílejí zejm. antropogenní troposférické aerosoly, které se do atmosféry dostávají díky spalování fosilních paliv a biomasy. Jelikož je většina těchto zdrojů spalována na severní polokouli, je vliv na klima v různých oblastech značně rozdílný (Kalvová, Moldan, 1996).

3 Kolísání klimatu v geologické minulosti

V této kapitole jsou popsány paleoklimatické metody a klimatický vývoj v jednotlivých geologických obdobích Země.

3.1 Rekonstrukce klimatu v historii Země

Chceme-li pochopit procesy odehrávající se v současném klimatickém systému, je nutné shromáždit a analyzovat co nejvíce informací o klimatu v minulosti Země. Obor klimatologie, který se historií klimatu zabývá, se nazývá paleoklimatologie.

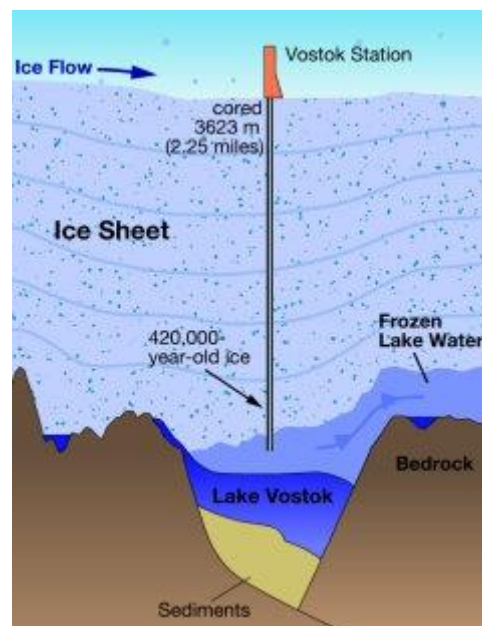
Přístrojová pozorování klimatických prvků se dějí posledních cca 300 let. Nejdelší řady souvislých měření najdeme u teploty vzduchu. Na území ČR byla první meteorologickou stanicí, kde se tato měření datovala, stanice Praha – Klementinum, která svou činnost zahájila roku 1775. Atmosférické srážky se zde nepřetržitě měří od roku 1804, avšak umístění srážkoměru se měnilo a až roku 1893 byl srážkoměr umístěn na pozorovací plošině, kde setrvává dodnes (Kalvová, Moldan, 1996).

Z období před přístrojovým měřením existují záznamy o počasí, které se nacházejí ve starých kronikách, archivech, hospodářských záznamech a právních listinách. Důležitým ukazatelem jsou i údaje o úrodě či neúrodě obilí, době žní, senoseče, rozsahu vinic apod. Tato analýza vyžaduje ovšem značné úsilí. Tyto písemné záznamy se často kombinují s údaji dendrologickými, kde můžeme klima odvodit z letokruhu stromů, přičemž široké letokruhy ukazují příznivý rok pro růst a úzké nepříznivé podmínky. Tímto způsobem můžeme rekonstruovat klima za poslední tisíciletí. Údaje jsou ovšem časově a prostorově nespojité (Kalvová, Moldan 1996).

K vzdálenější rekonstrukci klimatu se užívá paleoklimatických záznamů. Indikátory klimatických poměrů mohou být např. zbytky fosilní fauny, pyl a pozůstatky rostlin, charakter a složení sedimentů. Teplotu mořské vody je možno odvodit z poměru kyslíku v kalciových schránkách dírkonožců, teplé klima indikují korálové útesy, vápencové útesy lemující dávná moře, ložiska

kaolinu, sádrovce, pozůstatky teplomilných rostlin. O teplém a vlhkém klimatu svědčí uhelné pánve, o suchém ložiska soli. Studené klima signalizuje přítomnost ledovcových usazenin, typické rýhování na povrchu skalního podkladu, které vytvořil svou činností ledovec, nebo flóra a fauna, která se vyskytovala v tundře (Kalvová, Moldan, 1996).

Detailní pohled na změny teplot, které se odehrávaly v poslední době ledové, přináší analýzy vzorků ledu odebraných z ledovcových vrtů v Antarktidě a Grónsku. Díky obsahu O^{18} a deuteria, které jsou závislé na teplotě, je možné rekonstruovat průměrné roční teploty. V roce 1987 vědecký tým v čele s vědcem J. Jouzelem analyzovali vzorky do hloubky 2083 m na stanici Vostok v Antarktidě. To odpovídá období dlouhému 160 tisíc let. Bylo zjištěno, že během posledního glaciálu zde byla průměrná teplota přibližně o 9 stupňů nižší oproti současné ($-55,5^{\circ}\text{C}$) a v době meziledové naopak o 2°C vyšší. Během posledních zhruba 200 000 let zde docházelo k výkyvům teploty v rozmezí 11°C (Kalvová, Moldan, 1996).



Obr. 7 Schéma vrtu pod stanici Vostok z roku 2006, převzato z [internet 7]

3.2 Kolísání klimatu v jednotlivých geologických obdobích

3.2.1 Proterozoikum (2,5 miliardy – 540 miliony let)

Z tohoto geologického období existuje pouze velmi málo důkazů svědčících o klimatu na Zemi, avšak z ledovcových usazenin nalezených v Evropě, severní Americe a také v Africe a Indii, jejichž stáří je odhadováno na 2,3 miliardy let, lze usuzovat, že došlo k celoplanetárnímu zalednění. Další důkazy o celé sérii zalednění pocházejí z konce starohor z období před 850 – 600 miliony let. Tato zalednění byla také celosvětová. Období mezi glaciály byla pravděpodobně teplá a již tehdy docházelo ke globálnímu vymírání organismů, jejichž zánik způsobila nejspíš velká změna hladiny mělkých moří (Kadrnožka, 2008).

3.2.2 Paleozoikum (540 – 250 milionů let)

Na počátku kambria byla většina velkých kontinentů (s výjimkou Severní Ameriky) součástí pevniny zvané Gondwana, na konci prvohor byly všechny pevniny spojeny v jeden obrovský kontinent Pangea. Tyto pohyby způsobují, že nelze bezproblémově odvozovat vývoj globální teploty na Zemi, ač je důkazů svědčících o úrovni hladiny moří a oceánů za posledních 2,3 miliardy let poměrně hodně. Přesto lze konstatovat, že hladina moří a oceánů zůstávala po většinu období prvohor na vysoké úrovni, což svědčí o teplém klimatu. Poměrně vysoká koncentrace oxidu uhličitého v ovzduší měla za následek silný skleníkový efekt, což vedlo k vysoké teplotě a intenzivnímu koloběhu vody v přírodě, díky čemuž bujela bio-hmota, jež byla základem pro vznik fosilních paliv. Několikrát došlo k hromadnému vymírání druhů. Důvodem nejspíš bylo právě kolísání klimatu. Na konci prvohor se projevil mohutný glaciál, který bývá označován jako poslední velká doba ledová. K vymírání navíc přispěl dopad velkého vesmírného tělesa na Zemi před 250 miliony let v oblasti Mexického zálivu, které mělo za následek vymření až 90 procent všech živočichů (Kadrnožka, 2008).

3.2.3 Mezozoikum (250 – 65 milionů let)

Panovalo zde velmi teplé klima s jediným glaciálním obdobím před 80 miliony let. V důsledku prudkého ochlazení došlo k vymírání živočichů. Další velké vymírání je spojeno s dopadem asteroidu, který zasáhl Zemi před 65 miliony let a vytvořil kráter zvaný Chicxulub v Mexiku. Následné silné ochlazení je spojeno s vymřením dinosaurů (Kadrnožka, 2008).

3.2.4 Kenozoikum (65 – 2,6 miliony let)

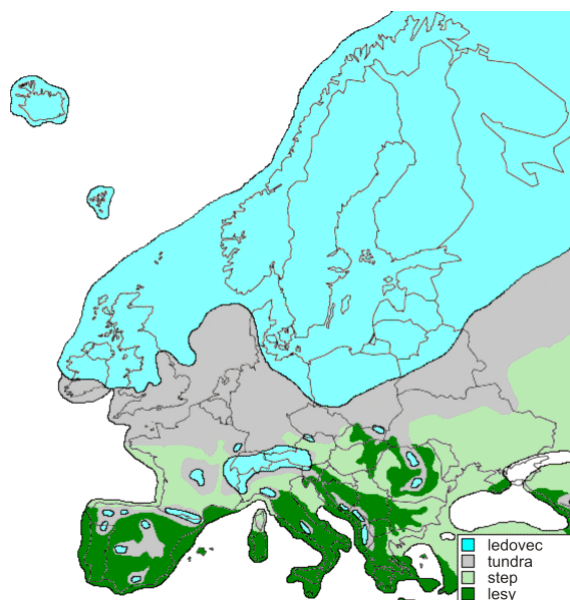
V tomto období Země prožívala nejteplejší období za posledních 70 – 80 milionů let, avšak v porovnání s druhohorami dochází k postupnému ochlazování. Důvodem, proč docházelo ke zmenšování intenzity skleníkového efektu, byly pravděpodobně jehličnaté a listnaté lesy, které se na Zemi hojně rozšířily a které pohlcovaly oxid uhličitý z ovzduší. Další příčinou byly pravděpodobně změny v oceánském proudění. Kontinentální spojení mezi Antarktidou, Austrálií a Jižní Amerikou bránilo tzv. cirkumpolárnímu proudění

kolem Antarktidy, což udržovalo polární oblast nezaledněnou. Po rozdělení kontinentů v období třetihor ovšem začaly chladné vody obíhat kolem Antarktidy a to vedlo k tomu, že se Antarktida ochladila a zalednila. Pomocí kyslíkového datování se zjistilo, že docházelo k poklesu průměrné globální teploty, dále ke snižování vlhkosti a zvyšování teplotních rozdílů během jednotlivých ročních období. K dalšímu náhlému poklesu teploty došlo před 3 – 4 miliony let na konci třetihor. Příčinou byly pravděpodobně také změny v oceánském proudění. Důvodem byl vznik Panamské šíje mezi Severní a Jižní Amerikou. Ta zabránila oceánským vodám z Atlantiku, aby se pohybovala na západ do Tichého oceánu. Díky tomu zesílil Golfský proud, který přemíšťoval velké množství teplé vody podél východního pobřeží Severní Ameriky na sever. V těchto již poměrně chladných podmínkách se v severním Atlantiku zvýšilo množství odpařené vody, což mělo za následek více vodních srážek, což vedlo k vytvoření ledovcové vrstvy kolem severního pólu (Kadrnožka, 2008).

3.2.5 Kvartér (2,6 miliony let – současnost)

Během posledních dvou miliónů let se vystřídalo několik glaciálů a interglaciálů. Poslední čtyři nesou název evropských řek, kde se zastavil kontinentální ledovec – Günz, Mindel, Riss a Würm. Interglaciál eem, který předcházel poslednímu glaciálu – würmu, byl ve srovnání se současností teplejší – mořská hladina byla o 2 – 6 m výše oproti současnosti a průměrná roční teplota byla asi o 2 °C teplejší než dnes. Poté ovšem nastal opačný extrém. Při poslední glaciálu pokrývaly mohutné masy ledu o rozloze $13,4 \times 10^6 \text{ km}^2$ severoamerický kontinent a ledovcový příkrov Skandinávie a Británie měl rozlohu $6,7 \times 10^6 \text{ km}^2$. Hladina moří byla před 20 tis. lety cca o 120 m pod současnou úrovní. Během glaciálu se ovšem vyskytovaly také období s mírnějším klimatem. Ty se nazývají interstadiály a podle údajů z Grónska se jednalo asi o 20 interstadiálů, které měly trvání od 500 do 2000 let. Tato teplá období se střídala s chladnějšími (stadiály), než opět nastal rychlý návrat ke glaciálním podmínkám, což dosvědčují i rekonstrukce založené na údajích ze západní Evropy a Severní Ameriky. Před 13 000 lety se začalo opět oteplovat a ledovcové štíty, s výjimkou Grónska a Antarktidy, rychle ustoupily. V období před 13 500 let

došlo k velmi rychlému nárůstu teploty, kdy se během několika desetiletí zvýšila teplota v Grónsku o cca 7 °C. Došlo zřejmě také k rychlým změnám ve srážkovém režimu a atmosférické cirkulaci (Kalvová, Moldan, 1996).



Obr. 8 Rozsah kontinentálního ledovce před 20 tis. lety v Evropě, převzato z [internet 8]

3.2.6 Holocén (10 tisíc let př. N. l. – současnost)

Přechod z posledního zalednění do dnešního postglaciálního období, který proběhl před 20 – 10 tisíci lety a při němž došlo k oteplení cca o 5 °C, nebyl plynulý, ale proběhl v několika vlnách s rychlými a velkými teplotními změnami. Důkazem je rozbor sedimentů z Bonapartova zálivu v Austrálii, které se uskutečnilo v roce 2000. Při tomto výzkumu bylo zjištěno, že již před 19 tis. lety stoupla hladina moří náhle v průběhu 100 – 500 let o 10 – 15 metrů. Důvodem byl nejspíš příliv sladké vody do severního Atlantiku z roztátého severního polárního ledovce, čemuž nasvědčuje i to, že v období před 20 – 8 tisíci lety také došlo opakovaně k výraznému zeslabení Gofského proudu. Ke konci Würmu se dle výzkumů nejméně 3 x úplně zastavil, přičemž hladina moří stoupla až o 100 m. K prudkému ochlazení došlo ještě několikrát vlivem protržení ledové hráze, která zadržovala obrovské jezero vzniklé táním severovýchodních ledovců a přesměrovala tok severoamerických řek. K tomuto prudkému ochlazení došlo

před 12 700 lety, přičemž toto ochlazení trvalo asi tisíc let, a poté před 8 200 lety, kdy teplota v Grónsku na 200 let poklesla o 5 °C. Přesto docházelo k postupnému oteplování a přibližovalo se dlouhé léto, které trvá již 8 tisíc let. Toto období, které se jeví jako klimaticky velmi příznivé, se označuje jako klimatické optimum (Kadrnožka, 2008).

Tři teplotní maxima byla zaznamenána v obdobích před novým letopočtem a další v období asi 70 let př. n. l. a 90. n. l. Dosti velké teplotní a klimatické změny proběhly i na konci prvního a v průběhu druhého tisíciletí. Období klimatického maxima, nebo též středověkého klimatického optima, které se datuje od počátku desátého do poloviny jedenáctého století, způsobilo lokální zvýšení globální teploty v evropském měřítku. Ze zkoumání vzorků ledu, jezerních usazenin a letokruhů se ukazuje, že globálně byla Země dokonce o cca 0,03 °C chladnější oproti první polovině 20. století. Toto oteplení potvrzují také staré čínské kroniky. Dalším relativně teplejším obdobím bylo období, kdy na našem území panoval Karel IV. V tomto období se zde pěstovala vinná réva. Důvodem pro tyto teplotní výkyvy, které dle Scotta Stina z Kalifornia State University trvaly od roku 892 – 1112 a 1209 – 1350, byla zvýšená úroveň oxidu uhličitého v ovzduší. Podle této hypotézy byl důvodem pro toto zvýšení rozsáhlé lesní požáry, které lidé zakládali, aby získali zemědělskou půdu a místo pro svá sídla. Zvýšený výskyt metanu je přisuzován bažinám a mokřadům vzniklým na místech původních lesů a rozrůstajícímu se chovu dobytka. V této době byly také dlouhou dobu rozsáhlé sluneční skvrny na Slunci, které zvyšují intenzitu slunečního záření (Kadrnožka, 2008).

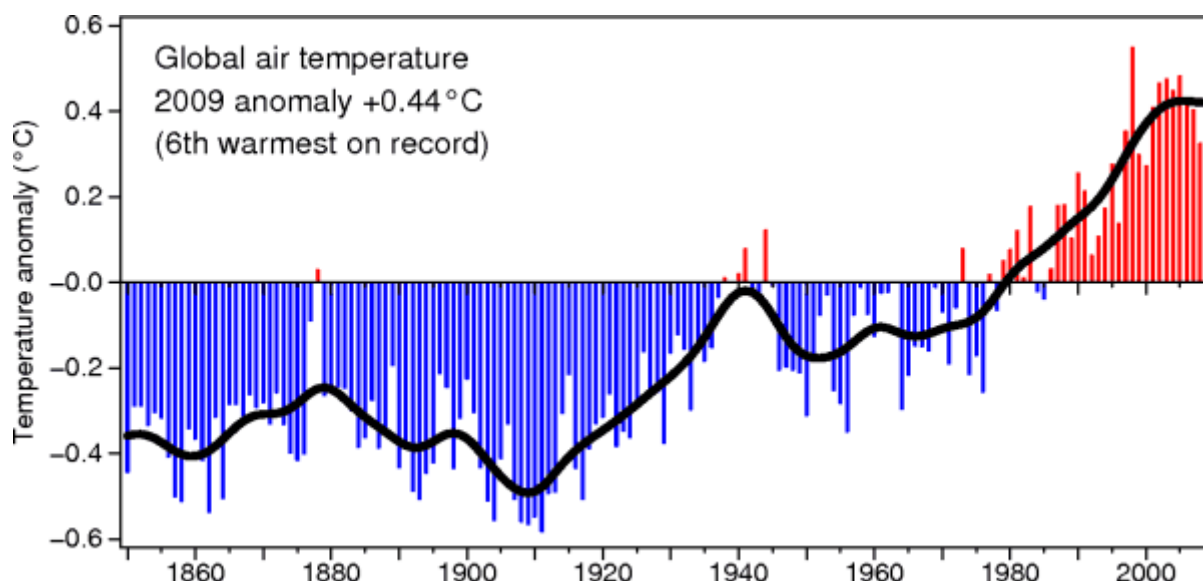
Po skončení období vyšších teplot se začalo postupně ochlazovat. V následujícím období došlo ke čtyřem teplotním minimům. Ve druhé polovině 14. století se ledovce v Severním moři rozšiřovaly a několikrát v zimě zamrzlo Baltské moře natolik, že lidé mohli jezdit na saních z Německa do Švédska. V tomto období bylo lidstvo decimováno hladomory a epidemiemi, které měly za následek snížení počtu obyvatel a tím i snížení vypalování lesů, což vedlo ke snížení oxidu uhličitého a metanu v atmosféře a mělo to za následek prodloužení této studené epochy. Velmi nízká sluneční aktivita se projevila v 19. století a je nazývána jako Maunderovo minimum, nebo také malá doba

ledová. Po ní následovalo Daltonovo minimum, které skončilo těsně před rokem 1890. Od sklonku 19. století se začala globální teplota zvyšovat a tento trend je patrný do dnešních dní (Kadrnožka, 2008).

3.2.7 20. – 21. století

Dle Climate research Unit byla globální průměrná roční teplota vzduchu měřená při zemském povrchu o 0,42 °C vyšší než průměr teplot za období 1961 – 1990. Jedenáct nejteplejších let se vyskytlo v dekadě 1995 – 2006 (nejteplejší 1998 a 2005), přičemž rok 2006 byl v tomto ohledu šestým nejteplejším od roku 1850. Tehdy byla průměrná globální teplota vzduchu při zemském povrchu až o 0,59 °C oproti průměru z období 1961 – 1990. Panují zde teplotní rozdíly mezi severní a jižní polokoulí, na které je soustředěno méně kontinentů, lidského osídlení i průmyslu. I přesto byla průměrná teplota jižní polokoule v roce 2006 překročena o 0,26 °C oproti předchozí dekádě. Rozdíly mezi teplotami na severní a jižní polokouli jsou patrné i na pólech. Zatímco v oblasti Arktidy nebyly v období od r. 1950 – 1990 patrné žádné změny teploty, oblast Antarktidy se dle záznamů expedic během 20. století oteplovala. Na druhou stranu existují i oblasti, jejichž trend je opačný a teplota zde oproti dlouhodobému normálu klesla. Příkladem může být centrální oblast Ruska (Kadrnožka, 2008), (Kalvová, Moldan, 1996).

Dle IPCC (Mezivládní panel pro klimatické změny) ukazuje stoletý lineární trend zvyšování globální teploty měřený od r. 1906 – 2005 zvýšení teploty o 0,74 °C s odchylkou + - 0,18 °C, přičemž trend nárůstu teplot se nevyvíjel lineárně. Během 20. století se vyskytla dvě období, kdy teplota rostla. V letech 1910 – 1945 bylo toto oteplení soustředěno v oblasti severního Atlantiku a v letech 1976 – 1999 rostla teplota vzduchu téměř nad celým povrchem Země, přičemž největší vliv byl pozorovaný nad kontinentální částí severní polokoule (Braniš, Hůnová, 2008).



**Graf [1] Globální změna povrchové teploty vzduchu v období 1860 – 2009),
převzato z [internet 1]**

Zde je na místě otázka, do jaké míry se na růstu globálních teplot může odrážet fakt, že řada měřících stanic se nachází v blízkosti měst, kde se udržuje vyšší teplota vlivem tzv. městského tepelného ostrova (Kalvová, Moldan, 1996).

Nezpochybnitelné jsou ovšem záznamy meteorologických sondáží a družic, které se využívají od r. 1979 a ze kterých přitom vyplývá, že zemský povrch a troposféra se oteplují, zatímco stratosféra se ochlazuje. Od 50. let 20. Století se přitom zvyšuje i povrchová teplota moří (do hloubky cca 700 m) v některých oblastech světového oceánu. Patří mezi ně severní Atlantik nad 45 ° severní šířky a Středozemní, Japonské a Východočínské moře. Opačný trend byl zároveň zaznamenán v některých oblastech severního Atlantiku a Pacifiku (Braniš, Hůnová, 2008).

S těmito teplotními změnami jde ruku v ruce změna i v oblasti atmosférických srážek, cirkulace vzduchových mas, zvyšování hladiny oceánů, změny sněhové pokrývky nebo ústup kontinentálních ledovců.

4 Příčiny globálních změn klimatu

Mnohé z příčin klimatických změn bylo již nastíněno v první kapitole, tato kapitola slouží k doplnění některých zásadních jevů, které s tímto problémem úzce souvisí.

4.1 Skleníkový efekt atmosféry (Greenhouse effect)

V následujících řádcích bude popsán jev zvaný jako skleníkový efekt – jeho princip, fungování v atmosféře a následný rozbor jednotlivých skleníkových plynů.

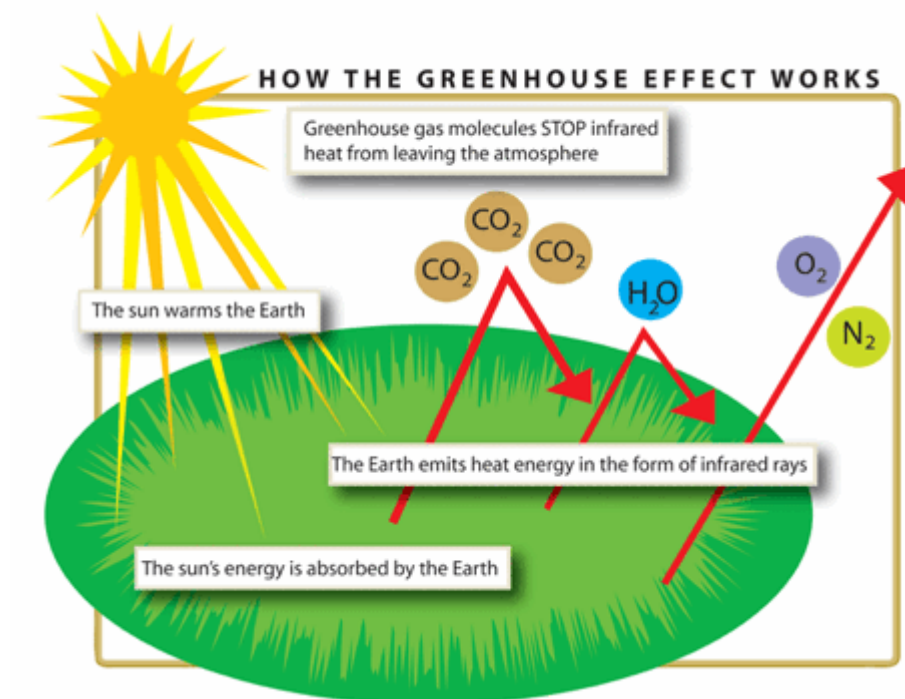
4.1.1 Princip fungování skleníku

Skleník neboli soustava skel, funguje na principu transportu sluneční energie, tepelného záření a prostupu tepla konvekcí a kondukcí. Krátkovlnné záření totiž běžnými čirými skly velmi dobře prochází. Při dopadu na povrchy uvnitř skleníku dochází k pohlcení slunečního záření a jeho transformaci na teplo, které přechází do vzduchu uvnitř skleníku. Propustnost tohoto tepelného záření je nižší a tudíž se odražené tepelné záření opět vrací na povrchy ve skleníku a proces se opakuje. Proto zde panuje vyšší teplota. V důsledku zvýšené teploty plynného prostředí dochází ke zvýšenému transportu tepla konvekcí a kondukcí přes stěny a podlahu skleníku, čímž tento objekt ohřívá své okolí a teprve poté uniká toto teplo radiací do kosmického prostoru. Protože se zemská atmosféra chová stejně jako sklo ve skleníku, dostal jev, který se děje v atmosféře naší Země, název skleníkový efekt (Kadrnožka, 2008).

4.1.2 Skleníkový efekt v atmosféře Země

Zemská atmosféra má tu vlastnost, že dokáže propouštět krátkovlnné záření k zemskému povrchu a současně pohlcovat dlouhovlnné záření zemského povrchu. Dlouhovlnné záření pohlcují skleníkové plyny, zásadní význam má z 85 % vodní pára a oxid uhličitý CO_2 , ale patří zde např. také freony (CFC), metan (CH_4), oxid dusný (N_2O) nebo ozon (O_3). Díky těmto plynům se atmosféra zahřívá a předává své teplo zemskému povrchu ve formě dlouhovlnného

tepelného záření, čímž se snižuje radiační ochlazování zemského povrchu. Nutno podotknout, že skleníkový efekt na naší planetě v různých koncentracích skleníkových plynů vždy fungoval. Bez něj by naše planeta byla prakticky neobyvatelná, jelikož by se její teplota na zemském povrchu dosahovala pouze cca – 17 °C. Celkový vliv na teploty na Zemi je tedy asi 33 °C (Vysoudil, 2004).



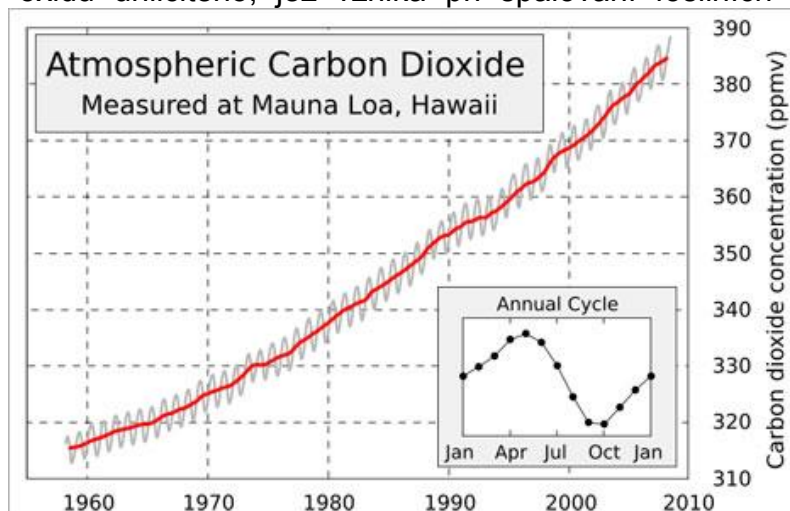
Obr. 9 Princip skleníkového efektu, převzato z [internet 9]

4.1.3 Skleníkové plyny a aerosoly

Současným problémem ovšem je navyšování tzv. skleníkových plynů, které pohlcují dlouhovlnné záření. Hodnotu přirozeného skleníkového efektu nejvíce zvyšují vodní páry a oxid uhličitý, jelikož jsou v atmosféře zastoupeny v nadbytečném množství. Daleko intenzivněji než výše jmenované plyny ovšem pohlcuje infračervené záření metan, přestože je jeho koncentrace v atmosféře na nízké úrovni. Za 100 let dokáže jedna molekula metanu pohltnout 25x více infračerveného záření než molekula oxidu uhličitého. Molekuly sloučenin dusíku mohou pohlcovat dokonce až 320x více energie než oxid uhličitý. Z toho vyplývá, že i velmi nízké koncentrace těchto plynů mají zásadní vliv na skleníkový efekt a jeho zesilování (Vysoudil, 2004).

Oxid uhličitý (CO₂)

Koncentrace hlavního skleníkového plynu se od dob průmyslové revoluce, která započala přibližně roku 1850, zvýšila z hodnoty 280 ppm (jedna miliontina celku) na hodnotu 381 ppm (údaj z počátku roku 2007). Je prokázáno, že hlavním zdrojem tohoto zvyšování je důsledek antropogenní činnosti a to spalování fosilních paliv. Oxid uhličitý vzniká spálením uhlíku neboli oxidací kyslíkem. Množství vyprodukovaného oxidu uhličitého, jež vzniká při spalování fosilních paliv, je závislé na množství uhlíku v palivu. Část oxidu uhličitého je přitom pohlcováno v oceánech, zachycováno biosférou a půdou, ale zhruba polovina zůstává v atmosféře (Kadrnožka, 2008).



Graf 2 Koncentrace CO₂ měřené od r. 1958 na observatoři Mauna Loa na Havaji, převzato z [internet 2]

Metan (CH₄)

Podíl metanu na skleníkovém efektu činí asi 12 %. Jeho zdrojem jsou jednak přírodní – mokřady, přežvýkavci, živočišné odpady, termiti, oceán, ale také čerstvá voda, tak antropogenní, související s ropným, uhelným, plynárenským průmyslem, ale zdrojem jsou také skládky odpadů a živočišná a rostlinná zemědělská výroba, přičemž podíl fosilních paliv na vytváření metanu činí asi 25 %. Z přírodních zdrojů pochází asi 37 % celkového metanu, hlavním zdrojem jsou přitom mokřady, které se podílejí na jeho produkci z 24 %. Metan se v atmosféře udržuje podstatně kratší dobu než oxid uhličitý – pouze několik desítek roků. Jedná se o druhý největší skleníkový plyn a důsledek zvyšující se koncentrace metanu v ovzduší z výše uvedených zdrojů vede k dalšímu zesílení skleníkového efektu (Kadrnožka, 2008).

Oxid dusný (N₂O)

Podíl oxidu dusného v souvislosti se zvyšující se úrovní skleníkového efektu činí „pouhé“ 4 procenta. Problémem je, že doba pobytu oxidu dusného v ovzduší je značně velká, pohybuje se okolo 150 let. Navíc se z oxidu dusného účinkem ultrafialového záření uvolňuje radikál NO, který má za následek rozpad ozónu (O₃). Jeho koncentrace přitom od dob průmyslové revoluce stoupá. Před ní se pohybovala v pásmu od 260 – 275 ppb (jedna miliardtina celku), na počátku 21. století je jeho koncentrace v ovzduší asi 320 ppb a stoupá dosti rychle. Antropogenní vliv zatím není příliš probádán, je ale pravděpodobné, že zdrojem je chemický průmysl a zemědělská činnost (Kadrnožka, 2008).

Ozon (O₃)

Ozon se dělí na troposférický a stratosférický a v oblasti spodní stratosféry, ale také střední a horní troposféry hraje významnou úlohu při skleníkovém efektu.

Troposférický ozon, nebo také přízemní, vzniká chemickými reakcemi, kterých se účastní oxid uhelnatý (CO), oxidy dusíku (NO_x) a nemetalické uhlovodíky. Vzniká především v oblastech s velkou hustotou automobilové dopravy za vyšších teplot, působí tedy za podmínek tzv. fotochemického smogu. Přízemní ozon může způsobovat nepříjemné zdravotní potíže a přispívá ke skleníkovému efektu. Jeho koncentrace se na severní polokouli od roku 1900 zvýšila přibližně na dvojnásobnou hodnotu, přičemž se v posledních desetiletích tato koncentrace zpomalila. Na jižní polokouli se neshromáždil dostatek kvalitních informací k analýze, výjimku tvoří jižní pól, kde je od poloviny 80. let pozorován pokles koncentrace troposférického ozonu (Kalvová, Moldan, 1996), (Kadrnožka, 2008).

Stratosférický ozon se za normálních podmínek vytváří a přibližně ve stejné míře se i rozpadá. Jeho hlavní funkcí je ve vysokých vrstvách atmosféry pohlcování ultrafialového záření, tzv. fotochemický rozpad. Vznik a rozpadávání ozonu se během dne i roku mění, čímž se mění i tloušťka ozonové vrstvy. Jeho množství je závislé na zeměpisné šířce – ve směru od rovníku výš se jeho množství zvětšuje a svého maxima dosahuje zhruba na 70° severní zeměpisné šířky s maximem na jaře a minimem na podzim. Na jižní polokouli je tomu opačně.

Rozpad stratosférického ozonu je urychlován působením některých katalyzátorů, mezi něž patří chlor (Cl), oxid dusnatý (NO), nebo hydroxylové radikály OH – ty vznikají například z výfukových plynů letadel při spalování vodíku z jejich paliva. Chlor se dostává do stratosféry při sopečných erupcích, chemické údržbě vozovek v zimních měsících, ale zdaleka největší množství chloru se zde dostává prostřednictvím freonů, které jsou velmi stabilní v horních vrstvách troposféry, avšak část z nich doputuje až do stratosféry, kde jsou účinkem ultrafialového záření rozloženy na chlor a oxid chlornatý (ClO), podobně jako se tento proces děje s fluorem nebo bromem. Freony mají silný skleníkový účinek, jelikož účinek jedné molekuly je 5 – 10 000 x větší než účinek molekuly oxidu uhličitého. Přestože se v ovzduší vyskytují v malých koncentracích a jejich užití bylo v 90. letech zakázáno, udrží se v atmosféře až stovky let, tudíž i přes pokles výroby a užívání těchto látek znamená, že se jeho koncentrace v atmosféře bude pouze pomalu snižovat. Oxid dusný (N_2O) je rovněž antropogenního charakteru a dostává se do ovzduší převážně z umělých hnojiv. Z něj se v atmosféře za účinků ultrafialového záření stává radikál NO.

Díky působení výše zmiňovaných polutantů se množství ozonu ve stratosféře snižuje, ozonová vrstva se ztenčuje a v nejslabším místě vznikne tzv. ozonová díra, díky čemuž je život na Zemi vystaven nebezpečným účinkům ultrafialového záření. Tato ozonová díra je největší nad Antarktidou a dle dostupných informací ze zimních měsíců roku 2006 má rozlohu, která se rovná trojnásobku rozlohy evropského kontinentu.

Aerosoly

Definice říká, že aerosoly jsou „kapalné nebo pevné částice rozptýlené v plynném prostředí“ (Kalvová, Moldan, 1996). Ty se v atmosféře vyskytují buď přirozeně (sopečný a půdní prach, oblaka), nebo jsou antropogenního původu (částice uvolněné při spalování fosilních paliv a biomasy). Antropogenní aerosoly se nachází ve spodní troposféře, kde dochází k jejich chemicko-fyzikálním transformacím. Poté jsou z atmosféry odstraňovány zejména atmosférickými srážkami, proto je jejich doba existence krátká v rozmezí několika dní. Aerosoly vzniklé vulkanickou činností se dostávají výše do stratosféry, kde mohou

pak působit několik měsíců i let a rozšířit se přes celou Zemi (Kalvová, Moldan, 1996).

Vliv atmosférických aerosolů na klima je prokazatelný. Aerosolové částice absorbují a odrážejí záření vzhůru, čímž snižují záření dopadající na zemský povrch, ale odrážejí i záření zpět k zemskému povrchu, od kterého již jednou odražené bylo. Deficit dopadajícího záření může způsobit i snížení přízemní teploty vzduchu. Aerosoly na sebe váží určité množství tepelné energie, což za příznivých okolností může vést ke zvýšení teplotní stability atmosféry, což ovšem omezuje vznik konvekční oblačnosti jako zdroje pro atmosférické srážky zejm. v tropických oblastech. Současný globální nárůst antropogenních aerosolů může mít tedy za následek zásadní klimatické změny – od změn teploty po změny v cirkulačních procesech Země (Vysoudil, 2004).

4.2 Milankovičovy cykly

Doby ledové jsou jevy, které jsou známé v celé geologické minulosti Země. Vyskytují se přibližně jednou za 100 tisíc let, kdy mohutné ledové štíty z velké části zakryjí kontinentální povrch zeměkoule. Doba ledová má výrazný dopad na změnu úrovně mořské hladiny (její snížení až o 125 m) a s ní související změnu cirkulace oceánů, dále na klimatické pásy a rozložení bioty na Zemi, což vede ke změnám celkového globálního klimatu.

Tradiční vysvětlení vývoje ledových dob nám objasnil jugoslávský astronom a matematik Milutin Milankovič, který propočítal časovou závislost působení astronomických vlivů za posledních 600 tisíc let a výsledek použil k předpovídání teplot na Zemi. Ve svých měřeních byl překvapivě úspěšný. Orbitální (též Milankovičova) teorie, od 60. let 20. století všeobecně uznávaná, je založená na tzv. Milankovičových cyklech, tedy periodickém kolísání slunečního záření odvíjejícího se od toho, jak Země obíhá kolem Slunce. Mezi periodicky se opakující cykly jsou považovány tyto astronomické jevy:

- a) precese zemské osy, jejíž cyklus je 19 000 – 23 000 let,
- b) změna náklonu zemské osy s cyklem 41 000 let - náklon zemské osy kolísá mezi 21,8° a 24,4°,

- c) změny tvaru dráhy Země kolem Slunce z více eliptické na kruhovou a opačně, s cyklem 10 000 a 400 000 let.

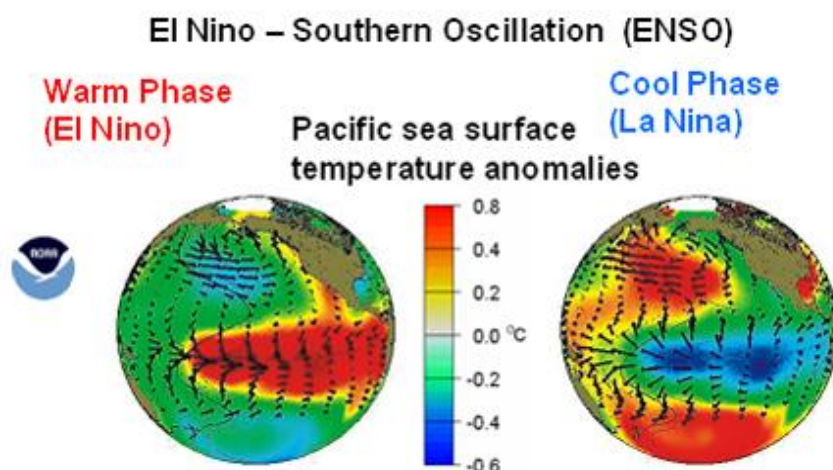
Výsledné působení slunečního záření je v různých zeměpisných šířkách hlavním faktorem, který ovlivňuje globální změny klimatu (Cronin, 1999), (Kadrnožka, 2008).

4.3 El-Niño (Southern Oscillation – ENSO)

ENSO tvoří dvě hlavní složky – oceánská (El-Niño) a atmosférická tzv. jižní oscilace (SO) a představuje typický příklad interakce atmosféry a oceánu. Tento jev se odehrává v Tichém oceánu jižní polokoule. Ve východním Pacifiku je povrchová voda relativně chladná, zatímco v jeho západní části poměrně teplá v důsledku zejm. anticyklonálního proudění jak v tamní atmosféře, tak i oceánu. K tomu přispívá i to, že v délce téměř celého pobřeží Peru stoupají studené spodní vody oceánu na hladinu. Tato chladnější voda z východního Pacifiku je pak rovníkovým proudem unášena na západ a zároveň je ohřívána slunečním zářením. V rovníkovém pásmu Pacifiku se vytváří cirkulační buňka s výstupnými pohyby nad teplou západní částí oceánu a sestupnými na chladnější východě. Obě tyto oblasti jsou ve vyšších hladinách propojeny prouděním se západní složkou rychlostí větru a ve spodních hladinách s prouděním od východu. Následné výstupné pohyby způsobují srážky v Indonésii a severní Austrálii, zatímco na západním pobřeží Jižní Ameriky se vlivem sublimace srážek nedostává. Tato situace odpovídá „průměrné“ intenzitě jihovýchodních pasátů, které ovlivňují směr a rychlost oceánského proudění a díky nim se hladina oceánu zvedá od východu na západ asi o 40 cm. Zesílení těchto pasátů vede k většímu rozdílu jejich výšek, teplotnímu kontrastu v obou částech oceánu, zesílení cirkulace v troposféře (tzv. Wolkerova cirkulace) a kladné fázi jižní oscilace. Při zeslabení jihovýchodních pasátů se naopak může směr proudu vody v rovníkovém Pacifiku obrátit, cirkulační buňka se zeslabí či otočí a může přejít v zápornou fázi jižní oscilace (Kalvová, Moldan, 1996).

V případě, že je u pobřeží Ekvádoru a Peru studená voda nahrazena teplým proudem, nazýváme tento jev El-Niño (v doslovném překladu Jezulátko,

jelikož se tento jev objevuje v období Vánoc). V současné době tímto termínem označujeme situaci, kdy po několik měsíců trvá kladná anomálie, čímž postihne celý východní a centrální tropický Pacifik. V případě, že je u pobřeží Ekvádoru a Peru teplota vody nižší než obvykle, nazýváme tento jev La-Niña (děvčátko). Rozdíl teplot hladiny oceánu mezi událostí El-Niño a La-Niña se mění od průměrné hodnoty 0,5 °C v tropických částech oceánu po 2 °C ve východním rovníkovém Pacifiku. V roce 1983 dosáhlo toto oteplení rekordních 11 °C. Přesné příčiny vzniku ENSA nejsou zatím objasněny, jisté ovšem je, co bude následovat (viz výše). ENSO se objevuje přibližně v intervalech 3 – 7 let a trvá asi rok, přičemž se může objevit také dva roky po sobě a poté mít pauzu i více než 10 let (Kalvová, Moldan, 1996).



Obr. 10 Průběh jižní oscilace, převzato z [internet 10]

Nejzávažnějším důsledkem tohoto jevu je změna úhrnů srážek na různých místech zeměkoule. V centrálním Pacifiku, jižní Indii, na Šrí Lance, na východě rovníkové Afriky a malé pobřežní zóně Ekvádoru a Peru lze očekávat silný nárůst srážek, zatímco západní Pacifik, Indonésii, Indii, centrální a severní Austrálii, jihovýchodní Afriku a severovýchod jižní Ameriky sužuje sucho. Přestože je tento jev známý po mnohá staletí, změny v jeho rozsahu a četnosti událostí ENSO přinesly v posledních letech rozsáhlou debatu o tom, že za tyto extrémní jevy odpovídá globální oteplování (Gornitz, 2009), (Kalvová, Moldan, 1996).

4.4 Oblačnost jako klimatotvorný činitel

Oblačnost představuje důležitý meteorologický prvek, který v dlouhodobém chodu výrazně ovlivňuje klima dané oblasti a nepřímo udává délku trvání slunečního svitu. Denní i roční chod oblačnosti výrazně ovlivňuje teplotu na zemském povrchu a jeho klimatické poměry.

4.4.1 Vliv oblačnosti na sluneční záření

Krátkovlnné záření je na horní hranici oblačnosti ve velké míře rozptylováno a vrací se zpátky do kosmického prostoru, což vede k ochlazování zemského povrchu a zvyšuje se tím albedo Země. V případě dlouhovlnného záření, které je vysíláno zemským povrchem, jej oblaka pohlcují a zpětně vyzařují jak k zemskému povrchu, tak i do kosmického prostoru. Jelikož energie dlouhovlnného záření převažují nad energií krátkovlnného, je výsledným efektem ohřívání zemského povrchu, čímž oblaka zesilují skleníkový efekt (Vysoudil, 2004).

4.4.2 Rozdělení oblaků a jejich vliv na klima

Vysoká oblaka (řasy) propouštějí značnou část krátkovlnného slunečního záření, ale jistou část dlouhovlnného záření zemského povrchu nepropouštějí, což vede k zesílení skleníkového efektu. Oproti tomu nízká oblaka (stratocumulus) značnou část krátkovlnného záření odrážejí zpět do kosmu, zároveň však dlouhovlnné záření odrážejí zpět k Zemi. Přesto je zvýšení albeda Země větší než vliv skleníkového efektu, což v důsledku vede k ochlazování zemského povrchu. Třetím druhem oblačnosti je oblačnost konvektivní (kupy), která velkou část dlouhovlnného záření pošle zpátky k zemskému povrchu a jen malou část vyzařuje do vesmíru, avšak její největší vliv je v odrážení krátkovlnného záření do kosmického prostoru. Tato oblaka nezpůsobují ani oteplování, ani ochlazování zemského povrchu, jelikož vliv na zvýšení albeda a zesílení skleníkového efektu je prakticky vyrovnaný (Vysoudil, 2004).

4.5 Vliv korálových útesů a fytoplanktonu na klima

Velmi důležitou součástí uhlíkových cyklů jsou uhličitany a vápence, které jsou vázány v korálových útesech, korálových ostrovech a ve fytoplanktonu.

4.5.1 Koráli

Tvorbu korálových útesů mají na starosti miliardy polypů – korálnatců, jichž je známo přibližně 350 druhů. Jsou to živočichové s měkkým tělem, které si chrání tvorbou vápenných skeletů. Kolem ústního otvoru mají věneček chapadélek, s jejichž pomocí jsou schopni z mořské vody filtrovat uhličitany vápenatý (CaCO_3) a přeměnit je na vápencovou schránku. Tyto skelety se zachovávají i po úhynu korálu a v řádech miliard pak tyto schránky tvoří korálový útes, který přibývá rychlostí asi 20 cm za rok. Polypy se dělí o vápenec s řasami zvanými zooxanthelami, které žijí na jeho těle ve vzájemné symbióze. Tyto miniaturní řasy využívají oxid uhličitý a světlo k vytvoření jednoduchých cukrů v procesu fotosyntézy. Produktem tohoto procesu je kyslík, který slouží k prokysličování mořské vody. Vzniklé cukry polyp absorbuje a výměnou za ně poskytuje řasám dusičnany a další důležité látky. Korálové útesy mohou růst pouze v místech, kde je dostatek slunečního záření, v čisté vodě max. 40 m hluboké. Dalšími podmínkami pro život je teplota vody, která nesmí klesnout pod 22 °C a také pohyb vody vyvolaný vlněním, který zvyšuje její prokysličení a transport kyslíku. Tato místa se nacházejí v indopacifické oblasti, táhnoucí se od ostrova Sumatra až po Francouzskou Polynésii, významnou lokalitou je dále oblast východní Austrálie, kde se nalézá Velký bariérový útes, jež se táhne v délce 2 030 km podél pobřeží, zaujímá plochu 250 000 km² a patří tak k největším živým organismům na Zemi. V minulých letech byla přijata opatření, která omezují přístup rybářům, turistům i lodím, které svou činností tyto oblasti ničily. Bohužel koráli jsou velmi citliví na změnu teploty vody, takže i přes jejich zvýšenou ochranu dochází k jejich odumírání, jež se projevuje procesem zvaným bělení – koráli jsou vystaveni stresu, na který reagují vypuzením řas, to vše díky zvyšující se teplotě moří. Organizace Conservation International v roce 2004 odhadla podíl nenávratně zničených korálových útesů na 25 % a dalších 58 % označila za ohrožené. Během dalších 20 let může odumřít až 30 % korálových

útesů a z Velkého bariérového útesu se může v roce 2050 stát „velký pahýlový útes“. Experimenty, které simulují možnou situaci vody v roce 2100 odhalily, že v případě, že se globální teplota zvýší o 1 °C, korál vybledne a tudíž vyhyne celých 82 % korálových útesů (Kadrnožka, 2008).

4.5.2 Fytoplankton

Pravděpodobně největší množství zpracovávaného uhlíku je v současné době vázáno ve schránkách fytoplanktonu rodu *Emiliana*. Hluboké oceánské vody obsahují zvýšená množství fosforu a dusíku, která způsobují růst řas, které následně slouží jako potrava rybám. K obohacení živinami dochází tím, že na mořské dno dopadají organické částice, jež bývají strhávány horizontálními hlubokomořskými proudy a na místech vzestupného proudění opět vynášeny na povrch oceánu. V Atlantském oceánu se tomu děje v oblasti zhruba mezi Skotskem a Islandem. Zde dochází k přemnožení vápenitých řas, které jsou pozorovatelné i z umělých družic Země ve formě bílého povlaku. Po odumření řasy padají jejich vápnité schránky na dno, kde se hromadí jako vápence. Stejně fungují i koráli – odčerpávají z atmosféry vzdušný oxid uhličitý a ukládají jej do pomalu rozpustných vápenců. Tento jev se označuje jako uhlíková biologická pumpa. Tento proces je ve skutečnosti ještě složitější, protože jak koráli, tak řasy nevyužívají přímo vzdušný kyslík, nýbrž hydrogenuhličitán rozpuštěný v mořské vodě. Při přeměně hydrogenuhličitánu na uhličitán je naopak oxidu uhličitý uvolňován do vody a zčásti také do atmosféry, což způsobí náhlý globální růst korálů. Avšak po spotřebování zásob oxidu uhličitého rozpuštěného v mořské vodě dojde k pohlcování vzdušného CO₂. Dle modelů fungují řasy při zvýšení obsahu oxidu uhličitého v atmosféře napřed výkonněji, avšak později chaoticky. Většina dnes uvolňovaného CO₂ končí buď jako mořské karbonáty, nebo jako přírůstky stromů, což znamená, že klimatický vývoj mnoha oblastí značně závisí na funkci lesa a mořského ekosystému, který je ovšem značně citlivý na jakékoliv změny teplot, je tedy nasnadě říci, že klima současnosti ovlivňuje klima budoucnosti (Braniš, Hůnová, 2009).

5 Budoucnost klimatu

V závěrečné kapitole je popsána funkce klimatických modelů a nastíněno sociopolitické hledisko globálních změn klimatu.

5.1 Klimatické modely

Klimatický systém nelze napodobit v laboratoři, proto roli „přístroje“, pomocí něhož jsou konány pokusy, přebírají matematické modely. Takovýto klimatický model je zjednodušená matematická prezentace klimatického systému Země. Jedná se o nesmírně složitý systém, ve kterém je třeba zohlednit obrovské množství fyzikálních i chemických procesů, které jsou navzájem propojeny systémem zpětných vazeb, a který tyto složité procesy převede na soustavu rovnic, kterou se snaží vyřešit. Snažíme-li se pochopit mechanismus utváření klimatu na Zemi, je třeba také zohlednit nejen obecně známé chování atmosféry, ale také méně probádané chování světového oceánu, kryosféry a povrchu pevnin. Klimatický model se snaží o co nejvíc realistický výsledek své práce (Braniš, Hůnová, 2009), (Vysoudil, 2004).

Klimatické modely můžeme rozdělit na tzv. jednoduché klimatické modely, které zvažují jen nejzákladnější procesy a zpětné vazby. I díky nim se zjistilo, že současný klimatický systém se může za stávajících podmínek nacházet ve dvou naprosto odlišných stavech – i při aktuální hodnotě solární konstanty by ze Země mohla být tzv. sněhová koule. Velkou nevýhodou těchto jednoduchých modelů je potlačení dynamiky atmosférických a oceánských procesů.

Jednoduché klimatické modely se nejčastěji dělí na energetické modely (EBM), radiačně-konvektivní modely (RCM) a dynamické cirkulační modely (GCM). Pro scénáře změny klimatu se ale nejčastěji používají údaje trojrozměrných globálních klimatických modelů, které se označují jako GCM (General Circulation Models nebo také Global Climate Models) a řeší tři základní složky – model atmosféry, oceánu a kryosféry. Nejzávažnější problém, který vědci při sestavování modelů řeší, je propojení modelu globální cirkulace atmosféry

s modelem oceánu. Dnes je k dispozici několik komplexních klimatických modelů, ve kterých je model atmosférické cirkulace propojen s modelem oceánské cirkulace, díky čemuž je možné předpovídat teploty a rychlosti proudění v atmosféře a oceánu, pole přízemního tlaku, koncentraci vodní páry a oblačnosti v atmosféře, salinitu oceánu, teplotu a vlhkost zemského povrchu, tloušťku mořského ledu i sněhovou pokrývku. Dále jsou schopny zohlednit denní i roční chod slunečního záření, reálné rozložení oceánů a kontinentů včetně přesného zobrazení zemského povrchu i mořského dna. Přesto je dlouhodobější prognóza klimatu složitá. Nelze s určitostí předpovědět, jak intenzivní bude antropologický faktor, který ovlivňuje globální klima. Nikdo neví, zda se mnohdy nekontrolovatelné působení společnosti na klima někdy podaří změnit na řízené (Vysoudil, 2004), (Braniš, Hůnová, 2009).

5.2 Sociopolitické hledisko globálních změn klimatu

V následujících podkapitolách bude popsána globální angažovanost lidstva vůči problémům týkajících se změn klimatu na poli politicko-sociálním.

5.2.1 IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change)

O tom, že je klima celosvětový problém i na poli politickém, není pochyb. V 80. letech prudce rostl objem vědeckých důkazů, které dosvědčovaly možné klimatické změny. Roku 1988 vzniklo pod záštitou OSN tzv. Mezivládní panel pro změny klimatu (IPCC), jež sdružuje vědce, kteří vyhodnocují probíhající změny klimatu a o těchto změnách informují ve svých zprávách. Doposud byly vydány čtyři takovéto zprávy a to v roce 1990, 1993, 2001 a roku 2007 (Kadrnožka, 2008). Mnohdy vyvolávají velmi kontroverzní ohlasy (již proslule známý graf „hokejky“, který nepřesně popisuje zvyšování teplotního gradientu za poslední tisíciletí), tyto spekulace ovšem nejsou předmětem této bakalářské práce.

5.2.2 Klimatické summity

Summit v Rio de Janeiru (1992)

První summit týkající se problematiky změn klimatu proběhl v roce 1992 v Rio de Janeiru a týkal se Rámcové úmluvy o změně klimatu. Je v ní psáno, že by se produkce oxidu uhličitého měla do roku 2000 udržet na úrovni roku 1990, do roku 2005 by se měla snížit o 20 % a do roku 2020 dokonce o 50 %. V Rio de Janeiru byla úmluva přijata a v roce 1994 vstoupila v platnost. Doposud se k ní připojilo 181 států včetně České republiky (Kadrnožka, 2008).

Kjótský protokol (1997)

Protokol z konference v Kjótu byl přijat 11. prosince 1997 a jde o první globální akci v boji proti oteplování planety. Zástupci 159 zemí se zavázali, že do roku 2010 sníží produkci oxidu uhličitého, oxidu dusného a metanu v průměru o 5,3 procenta v porovnání s rokem 1990. Podmínkou platnosti Kjótského protokolu byla ratifikace aspoň 55 států, které produkují nejméně 55 % světového množství oxidu uhličitého. Austrálie a USA – největší producent emisí, odmítly tento protokol ratifikovat, Rusko tento protokol ratifikovalo v roce 2004 a to i z důvodu snížení rozsahu vlastní výroby, díky čemuž 16. února 2005 nabyl tento protokol platnosti. Pro Čínu, druhého největšího znečišťovatele, není protokol závazný a ani ostatní rozvojové země se nemusí úsilí na snižování oxidu uhličitého v atmosféře podílet. Díky Kjótskému protokolu se zrodil i nový druh obchodování a to obchod s emisemi. Podstatou je, že státy produkující menší množství emisí než jim dovoluje Kjótský protokol, mohou své nečerpané limity prodat těm, kteří naopak produkují nadlimitní množství, což nenutí velké producenty skleníkových plynů investovat do potřebných opatření a je tedy popřena základní myšlenka snižování této produkce (Kadrnožka, 2008).

Summit v Kodani (2009)

K tomuto summitu byla upírána značná pozornost celého světa. Na konferenci v Kodani se vypravilo 193 zástupců zemí včetně USA a Číny, země se ovšem nebyly schopné dohodnout na žádném kompromisu, který by byli schopni ratifikovat. Přesto je dohoda platná, ačkoliv je nezávazná a neobsahuje

žádné stanovené limity pro snižování skleníkových plynů. Stanovuje pouze obecný závazek, ve kterém se říká, že by růst teploty neměl do budoucna překročit 2 °C ve srovnání s před-industriální érou. Jak toho ovšem dosáhnout, se zde nezmiňuje. Jediné, na čem se státníci dohodli, je příspěvek rozvojovým zemím na boj s klimatickými změnami. Celý problém se tedy přesouvá na další vrcholnou konferenci o klimatu, která se má konat na konci roku 2010 v Mexiku (internet 8).

5.2.3 Extrémní názory na změny klimatu

Názor na globální změny klimatu z velké části utvářejí média, mnozí politici a ekonomové, kontroverzní vědátři a další postavy, které se na tomto problému chtějí nějakým způsobem zviditelnit či obohatit. Bohužel značně omezený prostor pro prezentaci svých názorů mají skutečně renomovaní vědci, kteří své teorie opírají o faktografické údaje a nejde jim pouze o zviditelnění svého jména nebo o osobní profit. Jelikož se i tato bakalářská práce snažila o střízlivý a věcný pohled na danou problematiku, která zde zdaleka nebyla vyčerpána, nebude se v této kapitole dále zabývat konkrétními jmény osob a jejich extrémními postoji týkajícími se změn globálního klimatu.

6 Závěr

Světový klimatický systém je natolik složitý a provázaný komplex subsystémů, že ani nejmodernější informační technika a největší vědecké kapacity nám se 100% jistotou nemohou sdělit jasné závěry, jakou cestou se bude světové klima dále ubírat. Ani tato bakalářská práce to nemá v úmyslu. Její smysl je v tom, aby poukázala na faktory, které globální klima od dávné minulosti ovlivňovaly a ovlivňují. Klima není stálá konstanta, neustále se vyvíjí a na její vývoj má vliv mnoho činitelů. Navíc klimatologie a související obory existují příliš krátkou dobu na to, aby mohly s jistotou říci, jak se bude situace na poli globálního klimatu vyvíjet v horizontu desítek let. Důvodem této neznalosti je i fakt, že s klimatickým systémem nelze provádět vědecké experimenty. K tomu nám slouží pouze matematické klimatické modely, jejichž vypovídací hodnota ovšem nemůže být stoprocentní, jelikož lidstvo teprve přichází na mechanismy, které celosvětové klima ovlivňují. Příkladem může být složitá oceánská cirkulace a její provázanost s atmosférou jako je tomu například u cyklicky se opakujícího jevu jižní oscilace (ENSO). Vědci znají její průběh, ovšem příčiny tohoto jevu zatím nelze s určitostí popsat. Zde poté vzniká prostor pro spekulace, které s oblibou využívají média nebo osoby politicky a jinak angažované a chrlí na lidstvo stovky vědecky nepodložených zpráv, ve kterých sdělují jak to s oním klimatem podle jejich mínění doopravdy je. Tato skupina se dále dělí na tzv. alarmisty – ty, kteří straší lidstvo klimatickou zkázou, a tzv. skeptiky, kteří tvrdí, že buď klimatická změna neprobíhá a pokud ano, není třeba proti ní bojovat. Jelikož se tato bakalářská práce snažila vycházet z nestranných vědeckých faktů, jistou analýzu klimatického problému provést může – s jistotou je možné říci, že vliv antropogenního faktoru zde existuje a dá se konstatovat, že lidstvo provádí na klimatickém systému experiment, který tento svět nikdy dříve ve své geologické minulosti nezažil. Oponenti mohou namítnout, že obsah oxidu uhličitého v období prvohor byl v jisté fázi vyšší než v současnosti, nebo že průměrné globální teploty byly v období meziledovém vyšší až o 2 °C než jsou nyní. Faktem ale zůstává, že pouze člověk si dokázal přírodní bohatství podrobit svým neomezeným potřebám, pouze on využívá zdrojů fosilních paliv, které se po dlouhé miliony let ukládaly ve formě sedimentů v zemi

a nyní jsou z ní velkou rychlostí vytěžovány mnohdy za cenu likvidace životního prostředí. Dokladem jeho činnosti budiž zvyšující se míra oxidu uhličitého a dalších prvků, které se v atmosféře objevily až s nástupem tzv. průmyslové revoluce. Ty prokazatelně vedou k zesilování skleníkového efektu a nárůstu teploty, kterou již nelze vysvětlit přirozeným vývojem klimatu. I v minulosti probíhaly změny obsahu oxidu uhličitého v atmosféře, i změny teplotního gradientu, avšak nikdy v tak rychlém časovém měřítku jako je tomu v současné době.

Není mým cílem stavět se na tu či onu stranu barikády znepřáteleného tábora alarmistů a skeptiků, nýbrž poukázat na to, že klimatický systém je natolik složitá záležitost, že i malý zásah do jeho fungování může mít za následek domino efekt a s ním související změny, které mohou v globálním měřítku způsobit nenapravitelné škody jak na přírodě samotné, tak i na majetku a lidských životech. Zvyšující se četnost přírodních katastrof tomu může být důkazem, že se tak již děje. Lidstvo nyní stojí před otázkou, zda dá přednost ekonomickému růstu za cenu negativních zásahů do přírody, jež ve svém důsledku vedou z lokálních ke globálním klimatickým změnám, nebo se sjednotí a velmi rychle a razantně začne realizovat potřebná opatření, která již nemohou být brána jako výsledek vlastní opatrnosti, ale potřeba sebezáchovy pro generace současné i budoucí.

7 Seznam použité literatury

Monografie

1. ALISOV, B. P.; DROSDOV, O. A.; RUBINSTEJN, E. S. *Kurs klimatologii*. Leningrad : Gidrometeorolog. Izdatelstvo, 1952.
2. BRANIŠ, M.; HŮNOVÁ I., et al. *Atmosféra a klima*. Praha : Karolinum, 2009.
3. CÍLEK, V. *Tsunami je stále s námi*. Praha : Alfa Publishing, 2006.
4. CRONIN, T. *Principles of paleoklimatology*. New York : Columbia University Press, 1999.
5. GORNITZ, V. *Encyclopedia of paleoklimatology and ancient environments*. New York : Springer, 2009.
6. HRADECKÝ, J.; BUZEK, L. *Nauka o krajině*. Ostrava : Ostravská univerzita v Ostravě, 2001.
7. KADRNOŽKA, J. *Globální oteplování Země*. Brno : Vutium, 2008.
8. KALVOVÁ, J.; MOLDAN, B. *Klima a jeho změna v důsledku emisí skleníkových plynů*. Praha : Karolinum, 1996.
9. KÖPPEN, W. *Grundriss der Klimakunde*. Berlin : Leipzig, 1931.
10. PARKER, S. P. *Meteorology Source Book*. New York : McGraw-Hill Book Company, 1988.
11. VYSOUDIL, M.: *Meteorologie a klimatologie*. Olomouc : Univerzita Palackého v Olomouci, 2004.

Internetové zdroje

1. Sluneční konstanta In *Wikipedia : the free encyclopedia* [online]. St. Petersburg (Florida) : Wikipedia Foundation, 2001, 25. 5. 2009 [cit. 2010-04-26]. Dostupné z WWW: <http://cs.wikipedia.org/wiki/Slune%C4%8Dn%C3%AD_konstanta>.
2. METELKA, Ladislav. *Astro Praha* [online]. 2005 [cit. 2010-04-28]. Klimatologie na přelomu tisíciletí. Dostupné z WWW: <<http://praha.astro.cz/crp/0005a.phtml>>.
3. METELKA, Ladislav. *Astro Praha* [online]. 2005 [cit. 2010-04-28]. Klimatologie na přelomu tisíciletí. Dostupné z WWW: <<http://praha.astro.cz/crp/0005a.phtml>>.
4. *Věda a technika* [online]. 23.9.2007 [cit. 2010-04-28]. Sluneční skvrny a změny klimatu. Dostupné z WWW: <<http://veda-technika.blogspot.com/2007/09/slunecni-skvrny-zmena-klimatu.html>>.
5. *Zeměpis* [online]. 2002 [cit. 2010-04-28]. Pohyby Země. Dostupné z WWW: <<http://www.zemepis.com/tisk/pohybyzeme.php>>.
6. *Afélium a perihélium* [online]. 2009 [cit. 2010-04-28]. Astro. Dostupné z WWW: <<http://www.astro.cz/apod/ap090703.html>>.
7. LIENERTH, Radek. *Meteorologie pro instruktory horolezectví ČHS* [online]. 2006 [cit. 2010-04-28]. Horosvaz. Dostupné z WWW: <<http://www.horosvaz.cz/res/data/016/001895.pdf>>.
8. ŠTEFAN, Petr. *Klimatický summit v Kodani* [online]. 19.12.2009 [cit. 2010-04-28]. Idnes. Dostupné z WWW: <http://zpravy.idnes.cz/summit-o-klimatu-se-tesne-vyhnul-uplne-blamazi-dohodu-vzal-na-vedomi-1i2-/zahranicni.asp?c=A091219_153305_zahranicni_stf>.

Obrázky

1. ŠUTA, Miroslav. *Schéma klimatu* [online]. 15.5.2009 [cit. 2010-04-28]. Blog respekt. Dostupné z WWW: <<http://blog.respekt.cz/blog/358/79306/Klimaschema.JPG>>.
2. ŠVANDA, Michal. *Ian* [online]. 21.1.2003 [cit. 2010-04-28]. Asu.cas. Dostupné z WWW: <<http://www.asu.cas.cz/~svanda/prace/clanky/ian/ian468.html>>.
3. *Afélium a perihélium* [online]. 2009 [cit. 2010-04-28]. Astro. Dostupné z WWW: <<http://www.astro.cz/apod/ap090703.html>>.
4. LIENERTH, Radek. *Meteorologie pro instruktory horolezectví ČHS* [online]. 2006 [cit. 2010-04-28]. Horosvaz. Dostupné z WWW: <<http://www.horosvaz.cz/res/data/016/001895.pdf>>
5. *Východiska pro studium nejen atmosferických procesů* [online]. 2009 [cit. 2010-04-28]. Systémy cirkulace atmosféry. Dostupné z WWW: <<http://sites.google.com/site/gwklima/Home/proudeni-2/>>.
6. SKUPIEN, Petr; VAŠÍČEK, Zdeněk. *Hlubokomořské sedimenty* [online]. 2008 [cit. 2010-04-28]. Geologie.všb. Dostupné z WWW: <<http://geologie.vsb.cz/Sedimentologie/textova%20cast/sedimentacni%20pr ostr/Hlubokomo%C5%99sk%C3%A9%20sedimenty.htm>>.
7. TUČEK, Igor. *Mystérium klimatu* [online]. 29.9.2007 [cit. 2010-04-28]. Osel. Dostupné z WWW: <<http://www.osel.cz/index.php?clanek=2961>>.
8. GRYGAR, Radomír. *Kvartér české republiky* [online]. 2003 [cit. 2010-04-28]. Geologie.všb. Dostupné z WWW: <http://geologie.vsb.cz/reg_geol_cr/11_kapitola.htm>.
9. WEART, Spencer. *The Discovery of global warming* [online]. 2003 [cit. 2010-04-28]. Boilermakers. Dostupné z WWW: <http://www.boilermakers.org/resources/news/climate_change/discovery_of_global_warming>.

10. *Enhancing Resilience in a Changing Climate* [online]. 18.12.2007 [cit. 2010-04-28]. Natural resources canada. Dostupné z WWW:
<http://ess.nrcan.gc.ca/ercc-rrcc/workshop-atelier/dallimore/p10_e.php>.

Grafy

1. JONES, Phill. *Global Temperature Record* [online]. 2010 [cit. 2010-04-28]. CRU Information Sheet. Dostupné z WWW:
<<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/info/warming/>>.
2. SPYROS, George. Atmospheric Carbon Dioxide [online]. 24.9.2008 [cit. 2010-04-28]. Susty. Dostupné z WWW:
<<http://susty.com/keeling-curve-breathing-planet-co2-rising-graph-atmospheric-carbon-dioxide-growth/mauna-loa-observatory-hawaii-carbon-dioxide-rise-measured-keeling-curve-oscillating-red-line1960-2010-350-ppm-parts-per-million-atmospheric-co2-annual-cycle-graph-chart-illustration-line/>>.